

Research Article

## Genesis of the Moghanlou Sb deposit (west of Zanjan): Evidence from geology, mineralization, geochemistry, and fluid inclusions

Mohammad Hassan Bavi<sup>1</sup>, Hossein Kouhestani<sup>1\*</sup>, Mir Ali Asghar Mokhtari<sup>1</sup>

1- Department of Geology, University of Zanjan, Zanjan, Iran

**Keywords:** *Granitoid body, Antimony mineralization, Epithermal, Moghanlou, Zanjan*

### 1-Introduction

Antimony is widely used in alloys, and a small amount of antimony causes its strength and hardness. About 60% of antimony is consumed in flame retardants, and 20% is used in alloys for batteries, plain bearings, car battery sheets, and solders. In addition, pure antimony is used to make certain types of semiconductor devices, such as diodes and infrared detectors. The compounds of this element are also used to make flame retardants, paints, enamels, ceramics, glass, and pottery (Butterman and Carlin, 2004). In 2021, according to the U.S. Geological Survey, China was the top producer of antimony with approximately 52% of the world share, followed by America, Australia, Bolivia, Russia, Tajikistan, and South Africa.

More than 15 antimony deposits and occurrences have been identified in Iran, with reserves of about 300,000 tons, which include about 8% of the world's antimony reserves (Ghorbani, 2013). These reserves are located in four regions: 1-Qorveh-Bijar-Takab, 2-Central, Iran, 3-Ferdows-Kashmar-Torbat-e-Jam; and 4-Sistan and Baluchestan. Arabshah (Heidari et al., 2017; Najafzadeh et al., 2017), Shurab (Mehrabi et al., 2011, 2019), Choupan (Mehrabi et al., 2011), Lakhshak (Mazloum, 2018), Kuh-e-Shuru (Malekzadeh Shafaroudi et al., 2020) and Sefidsang and Dargiabab (Boomeri et al., 2018) deposits are some of the vital antimony deposits in Iran, some of which are currently being mined. Moghanlou deposit (Central Iran zone, 36° 38' 38" E, 47° 55' 02" N) is the only antimony deposit in Zanjan province that was mined for several periods between 1971 to 1978, 1985 to 1991, and 1996 to 2000. Since 2014, the Gostaresh-e Maaden and Sanaye-e Sang Gohareh Company have started new exploration and mining activities on this deposit, which has led to the identification of 60,000 tons ore reserve with 30 wt.% antimony grade (Mehdikhani, 2016). Despite ancient and new mining activities in the Moghanlou deposit, no detailed studies have been conducted on this deposit yet. In this paper, we investigate the geology, mineralogy, structure and texture, geochemistry, and fluid inclusion studies of the Moghanlou deposit to constrain the type of its mineralization. The results of this research may have implications for the recognition of similar mineralization in this area and other parts of the Central Iran zone.

### 2-Material and methods

Detailed fieldwork has been carried out at different scales in the Moghanlou area. A total of 50 samples were collected from various parts of ore veins and breccias, and host rocks. The samples were prepared for thin (n=17) and polished-thin (n=13) sections in the laboratory of the University of Zanjan Iran. Representative eleven samples from the mineralized veins and breccias and altered and fresh host rocks were analyzed for rare and rare earth elements using XRF and ICP-MS in the Zarazma Analytical Laboratories, Tehran, Iran. Fluid inclusion measurements were conducted on 4 doubly polished thick (~150

\* Corresponding author: kouhestani@znu.ac.ir

DOI : 10.22055/AAG.2022.40141.2282

Received: 2022-02-25

Accepted: 2022-11-12

µm) sections including crystalline quartz, and calcite from the second, and third stages of ore formation. Microthermometric measurements were performed using a Linkam THMSG-600 heating–freezing stage attached to an Olympus microscope in the fluid inclusion laboratory of the University of Tabriz, Tabriz, Iran.

## 2- Results and discussions

The oldest rock units exposed in the Moghanlou area are the Pre-Cambrian Kahar Formation (PKsch) that thrust over Cenozoic rock units and was intruded by Late Proterozoic-Early Cambrian (Honarmand et al., 2018; Najafi et al., 2018) granitoid intrusions. The Kahar Formation covers the northwest part of the Moghanlou area and consists of an alternation of amphibolite, actinolite schist, biotite schist, muscovite biotite schist, chlorite schist, and meta-rhyolite with intercalation of altered andesitic lava. The Cenozoic rock units include the Lower Red Formation, Qom Formation, Upper Red Formation, and Plio-Quaternary and Quaternary units. Lower Red Formation (Olrc) is composed of an alternation of pink to dark red and brown, thick-bedded conglomerate, and sandstone with red marl. It covers the southern part of the Moghanlou area. Qom Formation (OMqlm) covers the south part of the Moghanlou area and consists of an alternation of cream, medium- to thick-bedded fossiliferous limestone, and cream-to-green marls with the minor lime conglomerate. Locally, dark grey basaltic lava with amygdaloidal texture (OMqba) is also observed in the Qom Formation. Upper Red Formation (Murms) consists of an alternation of marls with red to grey, medium- to thick-bedded sandstone with coal traces. It covers the northwest, west, southwest, and southeastern parts of the Moghanlou village. Plio-Quaternary units (PIQc) in the Moghanlou area consist of cream to light grey, medium- to thick-bedded polygenetic conglomerates covering the southwest part of the area. Quaternary units (Qt) comprise old and young alluvial and alluvium terraces. Late Proterozoic-Early Cambrian granitoid intrusions cover most parts of the Moghanlou area. These intrusions, named Moghanlou granite (Lotfi, 2001), can be divided into three granitoid bodies, namely gr1, gr2, and gr3. The gr1 body forms the central part of the Moghanlou granite and has a gradual boundary with the gr2 body. It ranges in composition from syenogranite to monzogranite with mylonitic fabrics. Syenogranite is composed of alkali feldspar (45 vol.%), quartz (35-40 vol.%), plagioclase (20-35 vol.%), and biotite (5-8 vol.%) and shows mylonitic, microgranular, granoblastic, porphyroblastic and myrmekite textures.

Monzogranite consists of plagioclase (30-40 vol.%), alkali feldspar (20-35 vol.%), quartz (25-35 vol.%), and biotite (15-30 vol.%) and shows granular, mylonitic, granoblastic, porphyroblastic and lepidoblastic textures. The gr2 body includes low-level areas of the Moghanlou granite and shows extensive argillic and feldspathic alterations in the marginal parts and along the faults. Based on microscopic studies, the gr2 granitoid ranges in composition from leucosyenogranite to leucomonzogranite and shows extreme mylonitic fabrics. Leucosyenogranite is composed of alkali feldspar (55-60 vol.%), quartz (30-35 vol.%), plagioclase (~10 vol.%), and biotite (<5 vol.%) and shows mylonitic and granoblastic textures. Leucomonzogranite consists of alkali feldspar (~40 vol.%), quartz (~30 vol.%), plagioclase (20-35 vol.%), and biotite (~10 vol.%) and shows mylonitic, granoblastic, porphyroblastic and lepidoblastic textures. The gr3 body is observed as small apophyses with a distinct gneissic fabric within the gr1 body. It ranges in composition from biotite syenogranite to biotite monzogranite and shows extensive mylonitic fabrics. Biotite syenogranite is composed of alkali feldspar (~45 vol.%), quartz (~40 vol.%), plagioclase (~10 vol.%), and biotite (~5 vol.%) and shows mylonitic, granoblastic, lepidoblastic and myrmekite textures. Biotite monzogranite includes plagioclase (~35 vol.%), alkali feldspar (~20 vol.%), quartz (~30 vol.%), and biotite (~15 vol.%) and shows granular texture.

Antimony mineralization at Moghanlou occurs as a 2-3 meters siliceous-sulfide zone consisting of up to 10 centimetres wide quartz-stibnite breccia veins. The ore zone is hosted by amphibolite enclaves within feldspathic gr2 granite and has N50E-trending that generally dips to the southeast at 75°. The hydrothermal alteration includes feldspathic, silicification, carbonatization, and propylitic. The feldspar, quartz, and carbonate alteration types are spatially associated with the ore zone, whereas propylitic alteration affected amphibolite host rocks. Three stages of mineralization are distinguished at Moghanlou. Stage 1 is represented by silicification, carbonatization of host rocks, and minor disseminated pyrite. This stage is a pre-ore stage, and later stages usually crosscut it. Breccia clasts of this stage have been recognized in the

hydrothermal cement of stage 2 breccias. Stage 2 is the primary ore stage at the Moghanlou deposit. It is characterized by 2 to 10-cm wide quartz (calcite)-stibnite veins and breccias that usually cut stage 1 and, in turn, crosscut by stage 3 calcite veins. Stage 3 is a barren post-ore stage marked by calcite as vug infill and 1 cm wide veins. The ore minerals at Moghanlou are stibnite and minor pyrite. Stibiconite and goethite are the supergene assemblages, and the gangue minerals include quartz, calcite, actinolite, chlorite, and talc. Ore minerals display disseminated, vein-veinlet, brecciated, comb, crustiform, cockade, plumose, vug infill, and replacement textures.

Comparison of Chondrite-normalized rare elements and REE patterns of altered and fresh host rocks and the mineralized samples at Moghanlou indicate that leaching of some elements from the host rocks may have been involved in mineralization. Compared to fresh amphibolite, the mineralized samples are enriched in Rb, Th, Nb, Ta, Zr, Hf, and Sb and depleted in other trace elements and REE. Also, these samples are enriched in Ba, U, Ag, Pb, Zn, Sb, and S elements compared to altered amphibolite and depleted in other REE. Compared to talc schist, mineralized samples are enriched in Ba, U, Ag, Pb, Zn, Cu, and Sb and depleted in other trace and rare earth elements. Two-phase aqueous inclusions and H<sub>2</sub>O represent ore-forming fluids associated with the quartz-stibnite veins–NaCl fluids with moderate-temperature (143–221 °C) and moderate-salinity (7.9–19.7 wt.% NaCl equiv.). Estimated trapping hydrostatic pressures are 30 to 70 bars, corresponding to entrapment depths of 360 to 840 m below the paleowater table. Fluid inclusion data indicates that fluid boiling and mixing were essential processes in the evolution of the ore-forming fluids at Moghanlou.

#### 4-Conclusion

The ore geology, mineralization, hydrothermal alteration, ore structures and textures, geochemistry and fluid inclusion investigations of quartz-stibnite veins and breccias at Moghanlou indicate that this deposit is an epithermal deposit and is comparable with other epithermal antimony deposits in Iran.

#### References

- Boomeri, M., Mojadadi Moghadam, H., Biabangard, H., 2018. Petrography and geochemistry of igneous rocks and Sb and Au mineralization in Sefidsang and Dargiaban areas, southeastern Iran. *Iranian Journal of Petrology* 9(3), 193–216 (in Persian with English abstract). <https://doi.org/10.22108/ijp.2018.110097.1077>
- Butterman, C., Carlin, Jr., J.F., 2004. Mineral commodity profiles: Antimony. U.S. Geological Survey Open-File Report 03-019, p. 35. <https://doi.org/10.3133/ofr0319>
- Ghorbani, M., 2013. The economic geology of Iran: mineral deposits and natural resources. Springer. p. 569.
- Heidari, M., Ghaderi, M., Kouhestani, H., 2017. Arabshah epithermal Au mineralization within sedimentary host rock, SE Takab, NW Iran. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences* 27(105), 265–282 (in Persian with English abstract). <https://doi.org/10.22071/gsj.2017.53971>
- Honarmand, M., Xiao, W., Nabatian, G., Blades, M.L., Dos Santos, M.C., Collins, A.S., Ao, S., 2018. Zircon U-Pb-Hf isotopes, bulk-rock geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopes from late Neoproterozoic basement in the Mahneshan area, NW Iran: implications for Ediacaran active continental margin along the northern Gondwana and constraints on the late Oligocene crustal anataxis. *Gondwana Research* 57, 48–76. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.12.009>
- Lotfi, M., 2001. Geological map of Mahneshan, scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Malekzadeh Shafaroudi, A., Karimpour, M.H., Javidi Moghaddam, M., 2020. Sb-As vein mineralization of Kuh-e-Shuru area, southern Ferdows: Evidence of alteration, mineralogy, geochemistry and fluid inclusion study. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 28(4), 869–882 (in Persian with English abstract). <https://doi.org/10.52547/ijcm.28.4.869>
- Mazloum, Gh., 2018. Mineralogy, geochemistry and genesis of Lakhshak Sb deposit, NW Zahedan. MSc. thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood (in Persian with English abstract).
- Mehdikhani, B., 2016. Exploration report of Sb in Moghanlou area. Industry, Mine and Trade Organization of Zanjan, Zanjan, p. 198 (in Persian).

- Mehrabi, B., Tale Fazel, E., Nokhbatolfoghahaie, A., 2011. The role of magmatic and meteoric water mixing in mineralization of Shurab polymetal ore deposit South of Ferdows: Isotope geochemistry and microthermometry evidences. *Iranian Journal of Mineralogy and Crystallography* 19, 121–130 (in Persian with English abstract).
- Mehrabi, B., Tale Fazel, E., Yardley, B., 2019. Ore geology, fluid inclusions and O-S stable isotope characteristics of Shurab Sb-polymetallic vein deposit, eastern Iran. *Chemie der Erde* 79, 307–322. <https://doi.org/10.1016/j.geoch.2018.12.004>
- Fathian, L., Aliani, F., Saadat, S., Baharifar, A.A., Zarrinkoub, M.H., 2018. Petrogenesis and tectonomagmatic setting of Moghanlou granitoid (NW Iran). *Iranian Journal of Geology* 46(12), 33–48 (in Persian with English abstract).
- Najafzadeh, M., Ebrahimi, M., Mokhtari, M.A.A., Kouhestani, H., 2017. The Arabshah occurrence: An epithermal Au–As–Sb Carlin type mineralization in the Takab–Angouran–Takht-eSoleyman metallogenic zone, western Azerbaijan. *Advanced Applied Geological Journal* 6(22), 61–76 (in Persian with English abstract). <https://doi.org/10.22055/aag.2016.12709>
- U.S. Geological Survey, 2021. Mineral commodity summaries 2021. U.S. Geological Survey, p. 200. <https://doi.org/10.3133/mcs2021>

HOW TO CITE THIS ARTICLE:

Bavi, M., Kouhestani, H., Mokhtari, A., 2023. Genesis of the Moghanlou Sb deposit (west of Zanjan): Evidence from geology, mineralization, geochemistry, and fluid inclusions, *Adv. Appl. Geol.* 13(1), 40-71.

DOI : 10.22055/AAG.2022.40141.2282

URL: [https://aag.scu.ac.ir/article\\_17946.html](https://aag.scu.ac.ir/article_17946.html)

©2023 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers

## ژنز کانسار آنتیموان مغانلو (باختر زنجان): شواهد زمین شناسی، کانه‌زایی، زمین شیمی

## و میان بارهای سیال

محمدحسن باوی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان

حسین کوهستانی\*

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان

میر علی اصغر مختاری

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان

kouhestani@znu.ac.ir

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۱۲/۰۶ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۸/۲۱

## چکیده

کانه‌زایی در کانسار مغانلو شامل یک پهنه سیلیسی-سولفیدی متشکل از رگه-رگچه‌های برشی کوارتز-استینیت می‌باشد که در کنتاکت و داخل آنکلوهای آمفیبولیتی موجود در گرانیته فلدسپاتی شده تشکیل شده است. کانه‌زایی به ۳ مرحله قابل تفکیک است. مرحله اول کانه‌زایی شامل سیلیسی و کربناتی شدن سنگ‌های میزبان همراه با تشکیل اندکی پیریت دانه‌پراکنده است. مرحله دوم کانه‌زایی با حضور رگه-رگچه‌ها و برش‌های گرمایی با سیمان کوارتز (کلسیت)-استینیت مشخص می‌شود. کانه‌زایی مرحله سوم شامل کلسیت با بافت‌های رگچه‌ای و پرکننده فضاهای خالی می‌باشد. دگرسانی‌های گرمایی شامل فلدسپاتی، سیلیسی، کربناتی و پروپیلیتیک است. استینیت کانه اصلی در کانسار مغانلو است که با اندکی پیریت همراهی می‌شود. کوارتز، کلسیت، اکتینولیت، کلریت و تالک مواد باطله می‌باشند. استیبی کونیت و گوئیت در اثر فرایندهای برون‌زاد تشکیل شده‌اند. ساخت و بافت کانسنگ شامل دانه‌پراکنده، رگه-رگچه‌ای، برشی، شانه‌ای، پوسته‌ای، کاکلی، پرمانند، پرکننده فضای خالی و جانیشینی است. الگوی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت برای نمونه‌های کانه‌دار و سنگ‌های میزبان سالم و دگرسان شده تقریباً مشابه و بیانگر نقش این سنگ‌ها در تأمین عناصر کانه‌ساز می‌باشد. مطالعه میانبارهای سیال نشان می‌دهد، سیالات مسئول کانه‌زایی در کانسار مغانلو یک سیستم  $H_2O-NaCl$  با دمای متوسط (۱۴۳ تا ۲۲۱ درجه سانتی‌گراد) و شوری متوسط (۷/۹ تا ۱۹/۷ درصد وزنی معادل نمک طعام) است. روند تکامل سیال کانه‌ساز با فرایندهای اختلاط سیالات و جوشش سیال هم‌خوانی دارد. عمق کانه‌زایی بین ۳۶۰ تا ۸۴۰ متر زیر سطح ایستایی آب‌های قدیمی می‌باشد. کانه‌زایی آنتیموان در کانسار مغانلو از نوع کانسارهای اپی‌ترمال است.

واژه‌های کلیدی: توده گرانیته‌نئیدی، کانه‌زایی آنتیموان، اپی‌ترمال، مغانلو، زنجان

## ۱- مقدمه

آنتیموان در تولید آلیاژها کاربرد زیادی دارد به‌طوری‌که مقدار ناچیز آن در آلیاژ، سبب استحکام و سختی آلیاژ می‌شود. از آلیاژهای آنتیموان در باتری‌ها، ریخته‌گری، فلزات با اصطکاک کم، ساخت ورقه‌های باتری اتومبیل، گلوله تفنگ، پوشش کابل‌ها و پوشش یاتاقان استفاده می‌شود. یکی از کاربردهای جدید آنتیموان در میکروالکترونیک است. از آنتیموان خالص برای ساخت انواع خاصی از دستگاه‌های نیمه‌رسانا مانند دیودها و ردیاب‌های مادون قرمز استفاده می‌شود. ترکیبات این عنصر

برای ساخت مواد ضد شعله، رنگ، مینای دندان، سرامیک، شیشه و سفال نیز به کار می‌رود (Butterman and Carlin, 2004). براساس گزارش سازمان زمین‌شناسی آمریکا (U.S. Geological Survey, 2021)، چین پیشگام تولید آنتیموان در جهان بوده و بیش از ۵۲ درصد تولید جهانی این عنصر را به خود اختصاص داده است. از دیگر کشورهای دارای مقادیر قابل توجه ذخیره آنتیموان می‌توان به آمریکا، استرالیا، بولیوی، روسیه، تاجیکستان و آفریقای جنوبی اشاره کرد. براساس گزارش مزبور، در سال ۲۰۲۰ میلادی، چین با ۸۰۰۰۰ تن،

آزمایشگاهی برداشت شد. از این بین، تعداد ۱۷ عدد مقطع نازک و ۱۳ مقطع نازک- صیقلی برای مطالعات سنگ‌شناسی، کانه‌نگاری و ساخت و بافت، تهیه و مطالعه شد. سپس، برای انجام مطالعات زمین‌شیمیایی و اندازه‌گیری عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی، تعداد ۱۱ نمونه از بخش‌های کانه‌دار و سنگ‌های میزبان سالم و دگرسان‌شده آنها انتخاب و به روش‌های XRF و ICP-MS در شرکت زرآما در تهران مورد تجزیه قرار گرفت. برای این منظور، ابتدا نمونه‌ها توسط سنگ‌شکن تا اندازه حدود ۵ مش (۴ میلی‌متر) خرد شده و سپس با استفاده از آگات تا اندازه حدود ۲۰۰ مش (۷۴ میکرون) پودر شدند. پس از آماده‌سازی، میزان ۲۰ گرم از پودر نمونه‌ها به آزمایشگاه‌های مربوطه ارسال و تجزیه شد. مقدار LOI نمونه‌ها با نگهداری پودر سنگ‌ها در دمای ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد به مدت ۲ ساعت به‌دست آمد. برای تجزیه به روش XRF برای عناصر اصلی، قرصی از نمونه‌های پودر شده تهیه شد. برای تعیین میزان عناصر کمیاب و کمیاب خاکی توسط دستگاه ICP-MS، حدود ۰/۲ گرم از هر نمونه در لیتیم متابورات/تتراپورات ذوب و سپس در اسید نیتریک حل گردید. برای تعیین میزان فلزات پایه، به‌صورت جداگانه حدود ۰/۵ گرم از هر نمونه در تیزاب سلطانی داغ (۹۵ درجه سانتی‌گراد) حل گردید.

برای تعیین ویژگی‌های دما، فشار و شوری سیالات مسئول کانه‌زایی و دگرسانی، تعداد ۴ نمونه از رگه‌های کانه‌دار برای انجام مطالعات میانبارهای سیال انتخاب و از آنها مقاطع دوبر صیقل ضخیم (حدود ۱۵۰ میکرون) تهیه شد. مطالعات ریزدماسنجی با استفاده از دستگاه Linkam THMS600 متصل به میکروسکوپ Olympus و مجهز به کنترل‌کننده حرارتی TMS94 و سردکننده LNP در آزمایشگاه میانبارهای سیال دانشگاه تبریز انجام شد. دامنه حرارتی دستگاه ۱۹۶- تا ۶۰۰+ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. کالیبراسیون دستگاه در مرحله گرمایش با دقت  $\pm 0.6$  درجه سانتی‌گراد است که با نیترات سزیم با نقطه ذوب ۴۱۴ درجه سانتی‌گراد و در مرحله سرمایش با دقت  $\pm 0.2$  درجه سانتی‌گراد و با ماده استاندارد ان‌هگزان (N-Hexane) با نقطه ذوب ۹۴/۳- درجه سانتی‌گراد انجام شده است. میزان شوری به‌صورت معادل درصد وزنی نمک طعام (wt.% NaCl) و از طریق دمای ذوب آخرین قطعه یخ با استفاده از فرمول ارائه شده توسط Bodnar (۱۹۹۳) محاسبه شده است.

روسیه با ۳۰۰۰۰ تن و بولیوی با ۶۰۰۰ تن از بزرگ‌ترین تولیدکنندگان آنتیموان در جهان بوده‌اند. تاکنون بیش از ۱۵ کانسار و نشانه معدنی آنتیموان با ذخیره حدود ۳۰۰ هزار تن در ایران شناخته شده است که حدود ۸ درصد از ذخایر آنتیموان جهان را شامل می‌شوند (Ghorbani, 2013). این ذخایر در چهار منطقه: ۱- قروه- بیجار- تکاب، ۲- ایران مرکزی، ۳- فردوس- کاشمر- تربت‌جام و ۴- سیستان و بلوچستان قرار دارند. کانسارهای آنتیموان عربشاه (Heidari et al., 2017; Najafzadeh et al., 2017; Mehrabi et al., 2011, 2019)، چوپان (Mehrabi et al., 2011, 2019)، لخشک (Mazloum, 2018)، کوه‌شورو (Malekzadeh Shafaroudi et al., 2020) و سفیدسنگ و درگیابان (Boomeri et al., 2018)، از کانسارهای مهم آنتیموان ایران هستند که در حال حاضر از برخی از آنها بهره‌برداری می‌شود. کانسار مغانلو (با مختصات  $38^{\circ} 38' 38''$  طول خاوری و  $47^{\circ} 55' 02''$  عرض شمالی) تنها کانسار آنتیموان موجود در استان زنجان است که طی چند دوره بین سال‌های ۱۳۵۰ تا ۱۳۵۷، ۱۳۶۴ تا ۱۳۷۰ و ۱۳۷۶ تا ۱۳۸۰ فعالیت‌های اکتشافی و استخراجی بر روی آن انجام شده است. از سال ۱۳۹۲، شرکت گسترش معادن و صنایع سنگ گوهره فعالیت‌های جدید اکتشافی و استخراجی را بر روی این کانسار آغاز کرده است که منجر به شناسایی ۶۰۰۰۰ تن ماده معدنی با عیار ۳۰ درصد آنتیموان شده است (Mehdikhani, 2016). علی‌رغم فعالیت‌های استخراجی قدیمی و جدید، تاکنون پژوهش علمی دقیقی بر روی این کانسار انجام نشده است. در پژوهش حاضر، ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانه‌زایی، زمین‌شیمی و میانبارهای سیال در کانسار مغانلو مورد بررسی قرار گرفته و نوع کانه‌زایی آن تعیین شده است. مطالعه دقیق این نوع کانه‌زایی‌ها می‌تواند عوامل کلیدی توزیع زمانی و مکانی برای اکتشاف کانه‌زایی‌های مشابه را معرفی کرده و به عنوان الگوی اکتشافی مورد استفاده قرار گیرد.

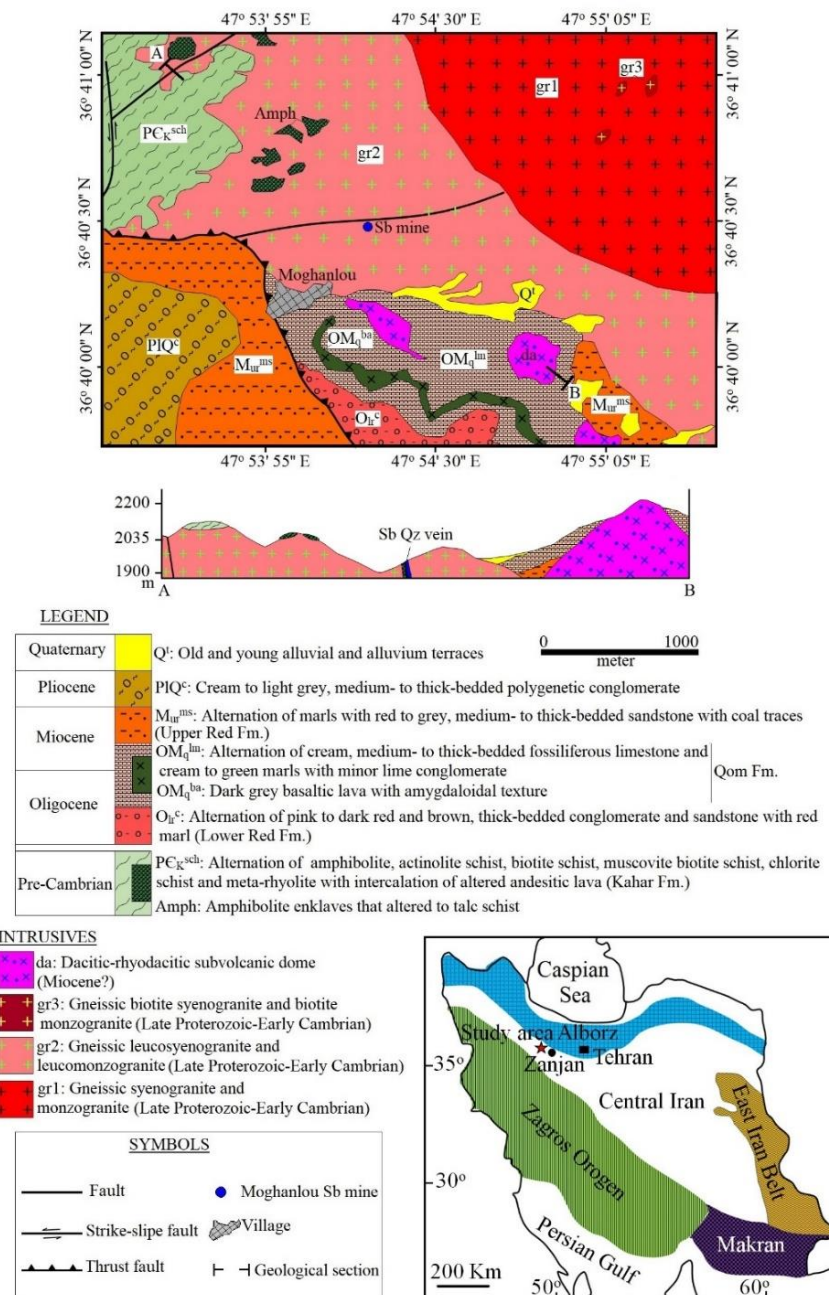
## ۲- روش مطالعه

این پژوهش شامل دو بخش مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی می‌باشد. در مطالعات صحرایی، ضمن تهیه نقشه زمین‌شناسی مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ منطقه، چگونگی ارتباط رگه‌های کانه‌دار با سنگ‌های میزبان مشخص و از آنها ۵۰ نمونه برای مطالعات

۳- زمین شناسی و سنگ شناسی

واحدهای جوان تر جای گرفته‌اند. واحدهای سنگی سنوزوئیک (الیگوسن، میوسن، پلیوسن و کواترنری) از دیگر واحدهای موجود در منطقه هستند. توده‌های گرانیتوئیدی (gr1-gr3) مربوط به مرز پروتروزوئیک بالایی- کامبرین زیرین (Honarmand et al., 2018; Fathian et al., 2018) که بخش عمده منطقه را پوشش می‌دهند، به داخل توالی سنگی پرکامبرین نفوذ کرده‌اند. زمین شناسی این واحدها به شرح زیر است.

در تقسیم‌بندی پهنه‌های رسوبی- ساختاری ایران (Aghanabati, 2005)، کانسار مغانلو در پهنه ایران مرکزی واقع شده است. براساس نقشه زمین شناسی مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ ماه‌نشان (Lotfi, 2001) و با توجه به نقشه زمین شناسی مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ تهیه شده از محدوده کانسار آنتیموان مغانلو (شکل ۱)، قدیمی ترین سنگ‌های موجود در این منطقه مربوط به پرکامبرین هستند که با مرزی گسله و تراستی بر روی



شکل ۱- نقشه زمین شناسی کانسار آنتیموان مغانلو.

Fig. 1. Geological map of the Moghanlou Sb deposit.

لپیدوبلاستیک و گرانوبلاستیک نشان می‌دهند. کوارتز مسکوویت شیست‌ها دارای بافت پورفیروبلاستیک و لپیدوبلاستیک بوده و از کانی‌های کوارتز، آلکالی فلدسپار و مسکوویت تشکیل شده‌اند. آلبیت کوارتز شیست‌ها (متاریولیت‌ها) دارای بافت گرانوبلاستیک، پورفیروبلاستیک و لپیدوبلاستیک بوده و از کانی‌های اصلی کوارتز، آلبیت، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، بیوتیت و کلریت تشکیل شده‌اند.

**سازند قرمز زیرین ( $O_{ir}^c$ ):** سازند قرمز زیرین متشکل از توالی لایه‌های ضخیم کنگلومرا به رنگ قهوه‌ای، قرمز تیره تا صورتی، ماسه‌سنگ و گاه مارن‌های قرمز رنگ می‌باشد. قطعات سنگی موجود در بخش کنگلومرای این واحد متشکل از واحدهای سنگی قدیمی‌تر عمدتاً شامل سنگ‌های دگرگونی سازند کهر و توده‌های گرانیتوئیدی مربوط به پروتروزوئیک بالایی - کامبرین زیرین با گردشگی متوسط و جورشدگی ضعیف در یک سیمان ماسه‌ای می‌باشد. ابعاد قطعات کنگلومرای به حدود ۲۵ سانتی‌متر نیز می‌رسد. توالی رسوبی سازند قرمز زیرین به صورت هم‌شیب توسط توالی لایه‌های آهکی، مارنی و گدازه بازالتی سازند قم ( $OM_q^{lm}$ ) پوشیده می‌شود (شکل ۲c و d). به سمت باختر و جنوب، توالی رسوبی سازند قرمز زیرین با مرز گسله تراستی در مجاورت با توالی مارن و ماسه‌سنگ سازند قرمز بالایی ( $M_{ur}^{ms}$ ) قرار گرفته است (شکل ۲c). ضخامت توالی لایه‌های رسوبی سازند قرمز زیرین در منطقه مغانلو حدود ۴۵۰ متر برآورد می‌شود. این واحد دارای روند کلی N120-140/10-20NE می‌باشد.

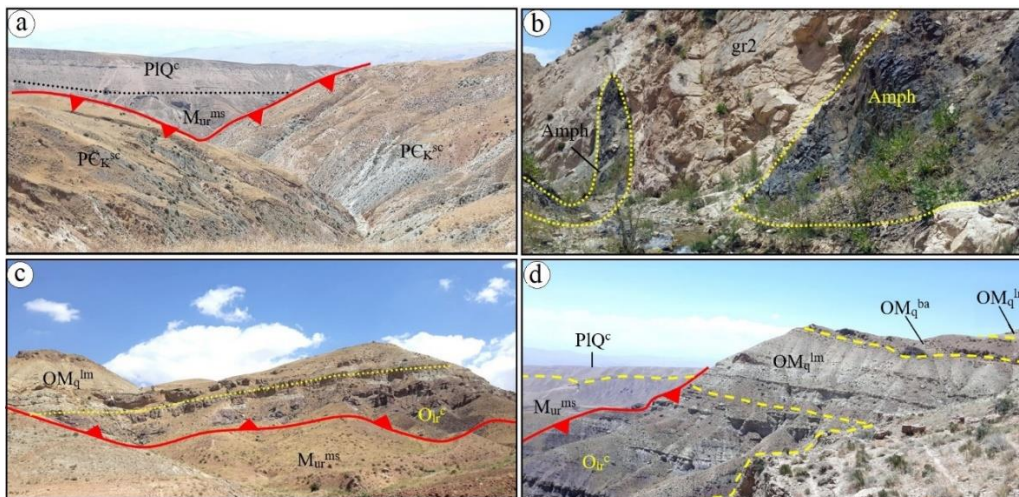
**سازند قم ( $OM_q^{lm}$ ):** سازند قم متشکل از توالی لایه‌های متوسط تا ضخیم سنگ آهک فسیل‌دار کرم رنگ و مارن‌های کرم تا سبز روشن و گاه کنگلومرای آهکی می‌باشد (شکل ۲c و d). ضخامت لایه‌های آهکی و مارنی این سازند تا ۴ متر می‌رسد. ضخامت این واحدها بیش از ۲۰۰ متر برآورد می‌شود. این واحدها دارای روند کلی N130-155/20-30NE می‌باشد. با توجه به موقعیت سنگ‌چینه‌ای و توالی سنگی، این واحدها را می‌توان معادل با بخش‌های e و f سازند قم در مقطع تیپ در نظر گرفت. آثار فسیل‌های درشت دوکفه‌ای و گاستروپودا در مقیاس نمونه دستی و رخنمون در بخش‌های آهکی این سازند قابل مشاهده است. در داخل توالی رسوبی سازند قم، گاه گدازه‌های بازالتی نیز وجود دارد که می‌توان آنها را به عنوان یک واحد مجزا ( $OM_q^{ba}$ ) تفکیک کرد (شکل ۲d). توالی

**سازند کهر ( $PC_k^{sch}$ ):** سازند کهر قدیمی‌ترین واحد سنگی موجود در منطقه مغانلو می‌باشد. امتداد کلی سازند کهر N110-130E/50-75SW می‌باشد. این سازند با مرز گسله و تراستی در کنار توالی مارن و ماسه‌سنگ سازند قرمز بالایی ( $M_{ur}^{ms}$ ) قرار گرفته است (شکل ۲a). توده‌های گرانیتوئیدی ( $gr1$  و  $gr2$ ) پروتروزوئیک بالایی - کامبرین زیرین (Honarmand et al., 2018; Fathian et al., 2018) به داخل توالی دگرگونی سازند کهر نفوذ کرده و در برخی بخش‌ها، آنکلاوهای آمفیبولیتی تیره رنگی از این سازند در داخل توده‌های مزبور قابل مشاهده است (شکل ۲b). آنکلاوهای مزبور دارای برگوارگی مشخصی بوده و ابعادشان گاه تا بیش از ۱۰۰ مترمربع نیز می‌رسد. در بخش‌هایی که توده گرانیتوئیدی  $gr2$  متحمل دگرسانی آرژیلیکی و فلدسپاتی شده است، آنکلاوهای آمفیبولیتی نیز دگرسان شده و به تالک شیست تبدیل شده‌اند. براساس مطالعات میکروسکوپی، سازند کهر در منطقه مغانلو شامل تناوبی از آمفیبولیت، اکتینولیت شیست، بیوتیت مسکوویت شیست، کلریت شیست، کوارتز بیوتیت شیست، کوارتز مسکوویت شیست، آلبیت کوارتز شیست (متاریولیت) و گاه گدازه‌های آندزیتی دگرشکل شده می‌باشد (Bavi, 2022). آمفیبولیت‌ها از هورنبلند (فراوانی حدود ۴۰ درصد)، پلاژیوکلاز (فراوانی حدود ۴۵ درصد) و کوارتز (فراوانی حدود ۱۵ درصد) تشکیل شده و دارای بافت نامتوبلاستیک و گرانوبلاستیک هستند. اکتینولیت شیست‌ها دارای بافت نامتوبلاستیک و لپیدوبلاستیک بوده و از کانی‌های پلاژیوکلاز (فراوانی حدود ۴۵ درصد)، اکتینولیت (فراوانی حدود ۴۰ درصد)، کلریت - بیوتیت (حدود ۵ درصد) و سریسیت همراه با اندکی کانی‌های کدر تشکیل شده‌اند. بیوتیت مسکوویت شیست‌ها دارای بافت پورفیروبلاستیک و لپیدوبلاستیک بوده و از کانی‌های اصلی کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، بیوتیت و مسکوویت همراه با کانی‌های فرعی کلریت، سریسیت و کانی‌های کدر تشکیل شده‌اند. کوارتز کلریت شیست‌ها از کانی‌های کوارتز، آلکالی فلدسپار و کلریت تشکیل شده و بافت پورفیروبلاستیک و لپیدوبلاستیک نشان می‌دهند. کلریت شیست‌ها دارای بافت لپیدوبلاستیک بوده و از کانی‌های کلریت، کوارتز و آلبیت همراه با اندکی هیدروکسیدهای آهن تشکیل شده‌اند. کوارتز بیوتیت شیست‌ها از کانی‌های اصلی کوارتز، آلبیت و بیوتیت و کانی‌های فرعی پلاژیوکلاز و کانی‌های کدر تشکیل شده و بافت



(sphaerica) اشاره کرد. همراه با این قطعات فسیلی درشت، به میزان کمتر ذرات خرد شده مرجان، خارپوست، بریوزوآ، براکیوپودا، دوکفه‌ای و فرامینیفرهای پلانکتون نیز قابل مشاهده است. از اجزاء غیر اسکلتی تشکیل دهنده این سنگ‌ها می‌توان به پلوئید، اینتراکلیست و همچنین اگرگات اشاره کرد. با توجه به نوع قطعات فسیلی و بافت رسوبی غالب، این سنگ‌ها احتمالاً بیانگر یک سنگ آهک ریفی طی رسوب‌گذاری در زمان الیگوسن بالایی- میوسن زیرین هستند. مطالعات پالینولوژی لایه‌های مارنی این سازند بیانگر وجود میکروفسیل‌های شاخص دوره زمانی الیگوسن میانی- میوسن میانی است.

رسوبی سازند قم به صورت هم‌شیب بر روی توالی رسوبی سازند قرمز زیرین ( $O_{Ir}^c$ ) قرار گرفته (شکل c2 و d) و خود به صورت هم‌شیب و پیوسته توسط توالی مارن و ماسه‌سنگ قرمز بالایی ( $M_{ur}^{ms}$ ) پوشیده شده است. در برخی نقاط، گنبد‌های داسیتی- ریوداسیتی به داخل واحدهای سنگی سازند قم نفوذ کرده است. براساس مطالعات سنگ‌نگاری، لایه‌های آهکی فسیل‌دار سازند قم ماهیت بایومیکرایتی تا بایولیتیتی دارند. از مهم‌ترین فسیل‌های موجود در این سنگ‌ها می‌توان به جلبک قرمز و فرامینیفرهای بنتیک با پوسته‌های تیره و روشن (گونه‌های *Nummulites Sp.*، *Miogyopsis Sp.*، *Sphaerogypsina* و *Haplophragmium slingeri*)



شکل ۲- (a) نمایی از مرز تراستی بین سازند کهر ( $PC_K^{sch}$ ) و سازند قرمز بالایی ( $M_{ur}^{ms}$ ) که خود به صورت دگرشیب توسط کنگلومرای پلیوکواترنری ( $PIQ^c$ ) پوشیده شده است (دید به سمت جنوب‌باختر)، (b) نمایی از آنکلاوهای آمفیبولیتی (Amph) داخل توده گرانیتوئیدی gr2 (دید به سمت باختر)، (c) و (d) نماهایی از سازند قرمز زیرین ( $O_{Ir}^c$ ) و سازند قم ( $OM_q^{lm}$ ) و مرز تراستی آنها با سازند قرمز بالایی ( $M_{ur}^{ms}$ ) (دید تصاویر به ترتیب به سمت شمال‌خاور و شمال‌باختر).

Fig. 2. (a) View of thrust boundary between Kahar Formation ( $PC_K^{sch}$ ) and Upper Red Formation ( $M_{ur}^{ms}$ ) which is unconformably overlain by Plio-Quaternary conglomerate ( $PIQ^c$ ), looking to the southwest, (b) View of amphibolite enclaves (Amph) within gr2 granitoid body, looking to the west, and (c) and (d) Views of Lower Red Formation ( $O_{Ir}^c$ ) and Qom Formation ( $OM_q^{lm}$ ) and their thrust boundary with Upper Red Formation ( $M_{ur}^{ms}$ ), looking northeast and northwest, respectively.

قرار گرفته است. در این بخش، توالی رسوبی سازند قرمز بالایی دارای روند کلی N130E/35-40NE می‌باشد. آثار فسیل‌های گیاهی در بخش تحتانی لایه‌های ماسه‌سنگی خاکستری رنگ این سازند قابل مشاهده است که با کانه‌زایی ضعیف مس به صورت آغشتگی مالاکیت همراه هستند. بخش‌های تحتانی لایه‌های ماسه‌سنگی، دانه‌درشت‌تر و میکروکنگلومرای می‌باشد. توالی مارن و ماسه‌سنگی این سازند در جنوب‌باختر روستای

**سازند قرمز بالایی ( $M_{ur}^{ms}$ ):** این سازند متشکل از توالی لایه‌های مارن قرمز و ماسه‌سنگ‌های قرمز- خاکستری می‌باشد. ضخامت لایه‌های ماسه‌سنگی تا ۳ متر و لایه‌های مارنی قرمز رنگ این سازند تا ۱۰ متر می‌رسد. در جنوب‌خاور روستای مغانلو، توالی رسوبی سازند قرمز بالایی از سمت باختر به صورت هم‌شیب و پیوسته بر روی توالی آهکی و مارنی سازند قم ( $OM_q^{lm}$ ) و از سمت خاور نیز بر روی توده گرانیتوئیدی gr2

۵۷۶-۵۳۱ میلیون سال تعلق دارند در حالیکه داده‌های سنی به‌دست آمده توسط Fathian و همکاران (۲۰۱۸) بیانگر سن  $576 \pm 13$  و  $548 \pm 27$  میلیون سال می‌باشد. تعدادی آپوفیز دیوریتی و دایک‌های متعدد بازیک (دیابازی) و اسیدی (گرانیتی) نیز در داخل توده‌های گرانیتوئیدی یادشده قابل مشاهده است.

**توده gr1:** توده gr1 بخش مرکزی گرانیت مغالو را تشکیل داده و به شدت خرد شده است. رخنمون‌های متعددی از بخش‌های صخره‌ساز در داخل توده gr1 دیده می‌شود. این بخش‌ها دارای برگوارگی مشخص و بافت پورفیروکلاستیک بوده و به عنوان توده‌های gr3 تفکیک شده‌اند (شکل a3). دایک‌های متعدد دیابازی، گرانیتی و آپلیتی، توده gr1 را قطع کرده‌اند. توده گرانیتوئیدی gr1 مرز تدریجی با توده gr2 دارد (شکل b3). براساس مطالعات سنگ‌نگاری، توده gr1 ترکیب سینوگرانیتی تا مونزوگرانیتی داشته و به دلیل عملکرد فازهای دگرشکلی، میلوئیتی شده و به گرانیت گنایسی تبدیل شده است. سینوگرانیت‌ها بافت‌های میلوئیتی، میکروگرانولار، گرانوبلاستیک، پورفیروکلاستیک و میرمکتیتی داشته و از کانی‌های آلکالی فلدسپار (فراوانی حدود ۴۵ درصد)، کوارتز (فراوانی ۳۵ تا ۴۰ درصد)، پلاژیوکلاز (فراوانی ۲۰ تا ۳۵ درصد) و بیوتیت (فراوانی ۵ تا ۸ درصد) تشکیل شده‌اند. مسکوویت، زیرکن، اسفن و کانی‌های کدر، کانی‌های فرعی و سریسیت، کلریت و کانی‌های رسی، کانی‌های ثانویه در این سنگ‌ها هستند. این سنگ‌ها بافت میلوئیتی متشکل از بلورهای درشت و خرد شده آلکالی فلدسپار با مرزهای مضرسی در متنی از بلورهای کوچک و خرد شده کوارتز و آلکالی فلدسپار و بیوتیت با برگوارگی ضعیف دارند. مونزوگرانیت‌ها دارای بافت‌های گرانولار، میلوئیتی، گرانوبلاستیک، پورفیروکلاستیک و لپیدوبلاستیک بوده و از کانی‌های پلاژیوکلاز (فراوانی ۳۰ تا ۴۰ درصد)، آلکالی فلدسپار (فراوانی ۲۰ تا ۳۵ درصد)، کوارتز (فراوانی ۲۵ تا ۳۵ درصد) و بیوتیت (فراوانی ۱۵ تا ۳۰ درصد) تشکیل شده‌اند. مسکوویت، زیرکن، هورنبلند، اسفن و کانی‌های کدر، کانی‌های فرعی و کلریت، سریسیت، اپیدوت، کانی‌های رسی و هیدروکسیدهای آهن، کانی‌های ثانویه در این سنگ‌ها هستند. ویژگی بارز این سنگ‌ها وجود بافت میلوئیتی است که در آن بلورهای درشت با مرزهای مضرسی و خرد شده در متنی از بلورهای کوچک و خرد شده و بلورهای ورقه‌ای جهت‌یافته

مغانلو با مرز تراستی در مجاورت با سازندهای قرمز زیرین، قم و کهر قرار گرفته و خود به‌صورت ناپیوسته و غیر هم‌شیب توسط لایه‌های کنگلومرای چند منشائی پلیوکواترنری پوشیده شده است (شکل a2، c و d). در این بخش، لایه‌های رسوبی سازند قرمز بالایی دارای روند N120E/80-85NE می‌باشند. براساس مطالعات سنگ‌نگاری، لایه‌های ماسه‌سنگی سازند قرمز بالایی ترکیب لیت‌آرنایتی دارند. ذرات اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها شامل خردسنگ (با فراوانی حدود ۵۵)، کواتز و اندکی فلدسپات است. از کانی‌های فرعی می‌توان به مسکوویت، بیوتیت، کلریت و کانی‌های کدر اشاره کرد. از نظر پارامترهای رسوب‌شناسی و بافتی، این سنگ‌ها دارای جورشدگی ضعیفی بوده و عمده ذرات تشکیل‌دهنده آنها دارای گردشدگی پایین می‌باشند.

**رسوبات پلیوکواترنری (واحد PIQ<sup>c</sup>):** این رسوبات متشکل از توالی لایه‌های متوسط تا ضخیم کنگلومرای چند منشائی به رنگ خاکستری روشن هستند. رسوبات کنگلومرای مزبور دارای روند N-S/10-15W بوده و به‌صورت غیر هم‌شیب بروی توالی رسوبی سازند قرمز بالایی ( $M_{ur}^{ms}$ ) قرار گرفته‌اند (شکل a2). ضخامت لایه‌های کنگلومرای تا ۰/۵ متر می‌رسد. قطعات تشکیل‌دهنده کنگلومرا شامل انواع سنگ‌های دگرگونی سازند کهر، قطعات گرانیتوئیدی و به‌ندرت قطعات ماسه‌سنگی و آهکی می‌باشند. قطعات مزبور از جورشدگی ضعیف و گردشدگی متوسطی برخوردار بوده و در یک زمینه آهکی-رسی با استحکام نسبتاً پایین، سیمان شده‌اند.

**رسوبات کواترنری:** رسوبات کواترنری در منطقه مغالو، از نظر شرایط تشکیل و محیط رسوبی به انواع مختلف نهشته‌های تراس‌های آبرفتی (واحدهای  $Q^1$  و  $Q^2$ ) و نهشته‌های جریان‌ی رودخانه‌ای (واحد  $Q^{al}$ ) قابل تقسیم‌بندی هستند.

**توده‌های نفوذی:** بخش عمده منطقه مغالو را توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی تشکیل می‌دهند که تحت عنوان گرانیت مغالو نام‌گذاری شده‌اند (Lotfi, 2001). براساس مطالعات صحرائی، بخش عمده این گرانیت از دو فاز گرانیتوئیدی gr1 و gr2 تشکیل شده است (شکل ۱). توده گرانیتوئیدی gr3 در ابعادی کوچک‌تر در داخل توده gr1 رخنمون دارد. مجموعه توده‌های گرانیتوئیدی یادشده، با درجات مختلفی دگرشکل و گنایسی شده‌اند. براساس مطالعات سن‌سنجی اورانیم-سرب توسط Honarmand و همکاران (۲۰۱۸)، این توده‌ها به دامنه سنی

قرار گرفته‌اند.

**توده gr2:** این توده دربرگیرنده مناطق کم ارتفاع و بخش حاشیه‌ای گرانیت مغالو بوده و دارای مرز تدریجی با توده gr1 می‌باشد (شکل b3). در بخش‌های حاشیه‌ای تر و در امتداد گسل‌ها، این توده به شدت آرژیلیکی و فلدسپاتی شده است که به عنوان معادن فلدسپات در حال استخراج می‌باشد. آنکلاوهای آمفیبولیتی سازند کهر در برخی نقاط در داخل این توده قابل مشاهده است (شکل b2). توده gr2 به داخل سازند کهر نفوذ کرده و منجر به هاله دگرگونی مجاورتی ضعیف و گاه دگرسانی آرژیلیکی در داخل آن شده است. دایک‌های متعدد دیابازی این توده گرانیتوئیدی را در جهات مختلف قطع کرده است. براساس مطالعات سنگ‌نگاری، توده gr2 ترکیب لوکوسینوگرانیت تا لوکومونزوگرانیت دارد که به دلیل عملکرد فازهای دگرشکلی، میلونیتی شده و به گرانیت گنیسی تبدیل شده است. لوکوسینوگرانیت بافت‌های میلونیتی و گرانوبلاستیک داشته و از آلکالی فلدسپار (فراوانی ۵۵ تا ۶۰ درصد)، کوارتز (فراوانی ۳۰ تا ۳۵ درصد)، پلاژیوکلاز (فراوانی حدود ۱۰ درصد) و بیوتیت (فراوانی کمتر از ۵ درصد) همراه با اندکی آپاتیت، زیرکن و کانی‌های کدر تشکیل شده‌اند. کلریت، سریسیت و کانی‌های رسی، کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها هستند. لوکومونزوگرانیت دارای بافت‌های میلونیتی، گرانوبلاستیک، پورفیروبلاستیک و لپیدوبلاستیک بوده و از آلکالی فلدسپار (فراوانی حدود ۴۰ درصد)، کوارتز (فراوانی حدود ۳۰ درصد)، پلاژیوکلاز (فراوانی ۲۰ تا ۳۵ درصد) و بیوتیت (فراوانی حدود ۱۰ درصد) همراه با اندکی زیرکن و کانی‌های کدر تشکیل شده‌اند.

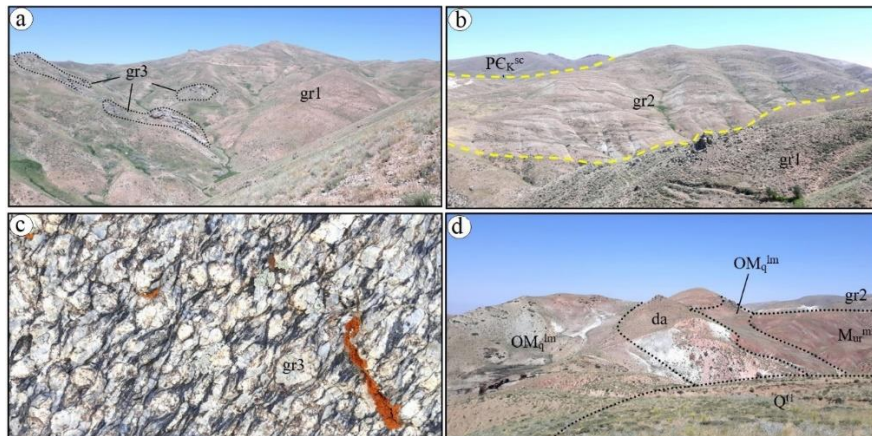
**توده gr3:** این توده به صورت آپوفیزهای کوچک با ساختار گنایسی مشخص در داخل توده gr1 قابل مشاهده هستند (شکل‌های ۱ و a3). ابعاد این آپوفیزهای گرانیتی حداکثر به ۵۰۰ متر مربع می‌رسد. بافت پورفیروکلاستیک در مقیاس رخنمون و نمونه دستی در توده gr3 قابل تشخیص است. براساس مطالعات سنگ‌نگاری، توده gr3 دارای ترکیب بیوتیت سینوگرانیت تا بیوتیت مونزوگرانیت می‌باشد که به دلیل عملکرد فازهای دگرشکلی، به شدت میلونیتی شده و به گرانیت گنایسی تبدیل شده‌اند. بیوتیت سینوگرانیت‌ها دارای بافت‌های میلونیتی، گرانوبلاستیک، لپیدوبلاستیک و میرمکیتی بوده و از آلکالی فلدسپار (فراوانی حدود ۴۵ درصد)، کوارتز (فراوانی حدود ۴۰ درصد)، پلاژیوکلاز (فراوانی حدود ۱۰ درصد) و

بیوتیت (فراوانی حدود ۵ درصد) همراه با اندکی زیرکن و کانی‌های کدر تشکیل شده‌اند. کانی‌های ثانویه در این سنگ‌ها شامل کلریت، سریسیت و کانی‌های رسی است. بافت میلونیتی متشکل از بلورهای درشت آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز با مرزهای مضرسی و خرد شده در متنی از بلورهای کوچک و خرد شده کوارتز و آلکالی فلدسپار با مرزهای مضرسی و خاموشی موحی می‌باشد. بیوتیت مونزوگرانیت‌ها از پلاژیوکلاز (فراوانی حدود ۳۵ درصد)، آلکالی فلدسپار (فراوانی حدود ۲۰ درصد)، کوارتز (فراوانی حدود ۳۰ درصد) و بیوتیت (فراوانی حدود ۱۵ درصد) همراه با اندکی آپاتیت، روتیل، زیرکن و کانی‌های کدر تشکیل شده و بافت گرانولار نشان می‌دهند. کلریت، سریسیت و کانی‌های رسی، کانی‌های ثانویه در این سنگ‌ها هستند.

**گنبد نیمه‌نفوذی داسیتی - ریوداسیتی (da):** این گنبد نیمه‌نفوذی در بخش‌های جنوبی منطقه مغالو رخنمون داشته و به داخل واحدهای سنگی سازند قم و در مرز این سازند با سازند قرمز بالایی نفوذ کرده است (شکل d3). در جنوب‌خاور روستای مغالو، روانه‌های گدازه‌ای حاشیه این گنبد نیز دیده می‌شود. براساس مطالعات سنگ‌نگاری، گنبد داسیتی-ریوداسیتی بافت پورفیری و میکرولیتی حاوی درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار و بیوتیت در زمینه دانه‌ریز و میکرولیتی متشکل از تیغه‌های پلاژیوکلاز و بلورهای ریز کوارتز و ورقه‌های کوچک بیوتیت است.

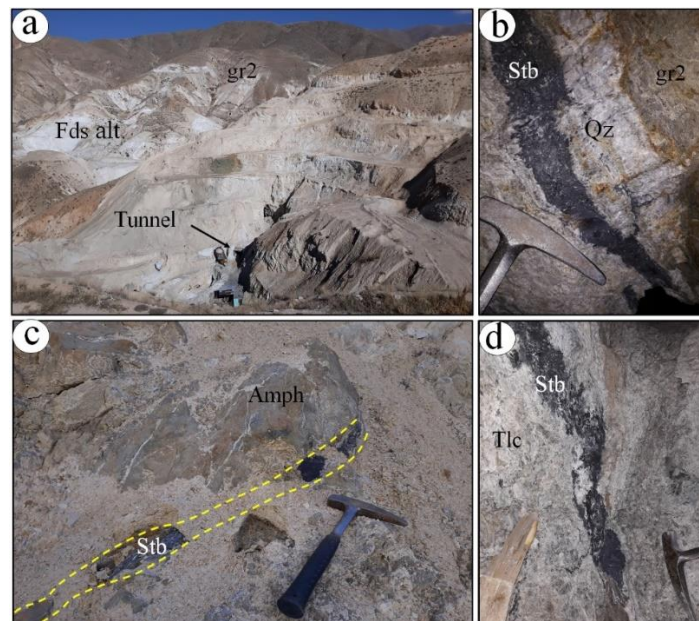
#### ۴- کانه‌زایی و دگرسانی

کانه‌زایی آنتیموان در کانسار مغالو به صورت یک پهنه سیلیسی-سولفیدی متشکل از رگه-رگچه‌های برشی کوارتز-استینیت می‌باشد که با راستای شمال‌خاور-جنوب‌باختر با شیب حدود ۷۵ درجه به سمت جنوب‌خاور (N50E/75SE) در کنتاکت و داخل آنکلاوهای آمفیبولیتی موجود در گرانیت فلدسپاتی شده gr2 تشکیل شده است (شکل a4 تا c). آنکلاوهای آمفیبولیتی عموماً به تالک شیبست دگرسان شده‌اند (شکل d4). ضخامت پهنه سیلیسی-سولفیدی حدود ۲ تا ۳ متر است اما ضخامت رگه‌های کوارتز-استینیت حداکثر تا ۱۰ سانتی‌متر می‌رسد. در حال حاضر، فعالیت‌های معدنی بر روی این رگه در قالب تونل‌های استخراجی در حال انجام است. آثار معدن کاری قدیمی به صورت ترانشه‌های اکتشافی پر شده نیز در منطقه قابل مشاهده است.



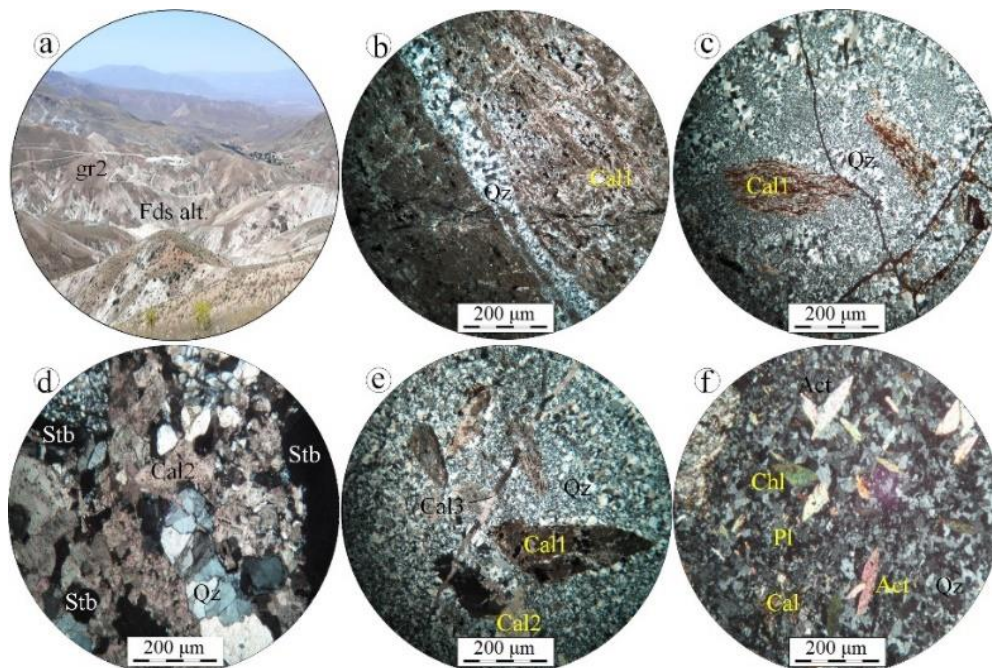
شکل ۳- (a) نمایی از توده گرانیتوئیدی gr1 با آپوفیزهایی از توده gr3 (دید به سمت شمال باختر)، (b) نمایی از توده‌های gr1 و gr2 (دید به سمت شمال باختر)، (c) نمایی نزدیک از ساختار گنایسی با بافت پورفایروکلاستیک حاوی درشت‌بلورهای فلدسپار در توده gr3 و (d) نمایی از گنبد داسیتی (da) تزریق شده به داخل سازند قم (OMq<sup>lm</sup>) در جنوب‌خاور روستای مغانلو (دید به سمت شمال باختر).

Fig. 3. (a) View of gr1 granitoid body with gr3 apophyses, looking northwest, (b) View of gr1 and gr2 bodies, looking northwest, (c) Close view of gneissic fabric with pyroclastic texture with coarse-grained feldspar within gr3 body and (d) View of dacitic (da) dome intruded within Qom Formation (OMq<sup>lm</sup>) in the southeast of Moghanlou village, looking northwest.



شکل ۴- (a) نمایی کلی از تونل‌های استخراجی و موقعیت رگه کوارتز- استیبینیت داخل گرانیت gr2 با دگرسانی شدید فلدسپاتی (Fds alt.) (دید به سمت شمال‌خاور)، (b) نمایی نزدیک از رگه‌های کوارتز- استیبینیت داخل تونل‌های استخراجی، (c) نمایی نزدیک از رگه کوارتز- استیبینیت در کنتاکت آنکلاوهای آمفیبولیتی (Amph) داخل گرانیت و (d) نمایی نزدیک از دگرسانی آنکلاوهای آمفیبولیتی به تالک شیست در حاشیه رگه‌های کانه‌دار داخل تونل‌های استخراجی. علائم اختصاری کانی‌ها از Whitney و Evans (۲۰۱۰) اقتباس شده است. (Qz: کوارتز، Stb: استیبینیت، Tlc: تالک)

Fig. 4. (a) General view of extraction tunnels and location of the quartz-stibnite vein within gr2 granite with extensive feldspathic alteration (Fds alt.), looking northeast, (b) Close view of quartz-stibnite veins within extraction tunnels, (c) Close view of a quartz-stibnite vein in contact of amphibolite enclaves (Amph) within granite and (d) Close view of alteration of amphibolite enclaves to talc schist near the mineralized veins within extraction tunnels. Mineral abbreviations follow Whitney and Evans (2010). (Qz: quartz, Stb: stibnite, Tlc: talc)



شکل ۵- تصاویر صحرایی و میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه با نیکول‌های متقاطع، XPL) از انواع دگرسانی در کانسار مغانلو. (a) نمایی از دگرسانی فلدسپاتی (Fds alt.) داخل گرانیت gr2 در شمال روستای مغانلو (دید به سمت جنوب‌باختر)، (b) و (c) دگرسانی سیلیسی به صورت رگچه‌ای و سیمان گرمایی برش‌ها. در هر دو تصویر، نوع اول دگرسانی کربناتی قابل مشاهده است، (d) نوع دوم دگرسانی کربناتی در رگه‌های کانه‌دار، (e) نوع سوم دگرسانی کربناتی به صورت رگچه کلسیتی و (f) دگرسانی پروپیلیتی در سنگ‌های میزبان آمفیبولیتی به صورت جانشینی هورنبلند با اکتینولیت و کلریت و پلاژیوکلاز با کلسیت. علائم اختصاری کانی‌ها از Whitney و Evans (۲۰۱۰) اقتباس شده است. (Act): اکتینولیت، Cal: کلسیت، Chl: کلریت، Pl: پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز، Stb: استینیت

Fig. 5. Field photos and photomicrographs (transmitted polarized light, XPL) of hydrothermal alteration types in the Moghanlou deposit. (a) View of feldspathic alteration (Fds alt.) within gr2 granite in the north of Moghanlou village, looking southwest, (b) and (c) Silica alteration as veinlets and hydrothermal breccia cement. In both photos, type-1 of carbonate alteration is observed, (d) Type-2 of carbonate alteration within mineralized veins, (e) Type-3 of carbonate alteration as calcite veinlet, and (f) Propylitic alteration within host amphibolite as replacement of hornblende by actinolite and chlorite, and plagioclase by calcite. Mineral abbreviations follow Whitney and Evans (2010). (Act: actinolite, Cal: calcite, Chl: chlorite, Pl: plagioclase, Qz: quartz, Stb: stibnite)

به افق‌های بالاتر انتقال یافته و موجب دگرسانی شده‌اند. این سیالات در برخورد با گرانیته، با کاهش درجه حرارت و افزایش pH، موجب پویایی نسبت یونی  $K^+/H^+$ ، دگرسانی و آزادسازی عناصر فرومنیزین از پیکره گرانیته‌ها و تشکیل ذخایر فلدسپاتی شده است. دگرسانی سیلیسی به صورت رگه-رگچه‌ای (ضخامت بین ۲ تا ۱۰ سانتی‌متر) و سیمان گرمایی برش‌ها رخ داده است (شکل b5 و c). در مقاطع میکروسکوپی، بلورهای کوارتز موجود در رگچه‌ها و سیمان گرمایی برش‌ها به صورت بلورهای ریز تا درشت شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شوند. دگرسانی کربناتی به سه نوع قابل تفکیک است. نوع اول، شامل کلسیت‌های ریزبلور و بی‌شکلی است که در نتیجه دگرسانی کانی‌های مافیک سنگ میزبان آمفیبولیتی تشکیل

براساس نتایج مطالعات صحرایی و میکروسکوپی، دگرسانی گرمایی در کانسار مغانلو شامل انواع دگرسانی‌های فلدسپاتی، سیلیسی، کربناتی و پروپیلیتی می‌باشد که در این بین، دگرسانی‌های فلدسپاتی، سیلیسی و کربناتی منطبق بر بخش‌های کانه‌دار بوده و دگرسانی پروپیلیتی، سنگ‌های میزبان آمفیبولیتی را تحت تأثیر قرار داده است. در حاشیه رگه‌های کانه‌دار، آنکلاوهای آمفیبولیتی عموماً به تالک شبیه دگرسان شده‌اند. دگرسانی فلدسپاتی در داخل توده گرانیته gr2 و به‌ویژه در بخش‌های حاشیه‌ای آن و در امتداد گسل‌ها رخ داده است (شکل a5). این دگرسانی بازتاب نقش سیالات گرمایی غنی از  $H_2O$ ،  $H_2S$  و HCl است (Lotfi, 2001). سیالات گرمایی مزبور، در راستای شکستگی‌ها و خردشدگی‌ها،

گرمايي برش‌ها ديده مي‌شود (شکل b۶ و f). مرحله سوم کانه‌زايی با فراواني کلسيت به‌صورت رگچه‌ای و پرکننده فضاهای خالی مشخص مي‌شود که مراحل قبلي کانه‌زايی را قطع کرده است (شکل a۶، c، g تا i). ضخامت رگچه‌های کلسيتي بعضاً تا ۱ ميلي‌متر نيز مي‌رسد.

#### ۶- کانی‌شناسی، ساخت و بافت و توالی پاراژنتیک

استينيت کانه اصلی ماده معدنی در کانسار مغانلو است که با اندکی پيريت همراهی مي‌شود. کوارتز، کلسيت، اکتينوليت، کلريت و تالک مواد باطله در اين کانسار هستند. استيني کونيت و گوتيت در اثر فرايندهای برون‌زاد تشکيل شده‌اند. انواع بافت مواد معدنی و باطله در کانسار مغانلو شامل دانه‌پراکنده، رگه-رگچه‌ای، برشی، شانه‌ای، پوسته‌ای، کاکلی، پرماند، پُرکننده فضای خالی و جانشيني مي‌باشد. استينيت فراوان‌ترين کانی سولفیدی در کانسار مغانلو است که به‌صورت بلورهای درشت نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار با بافت‌های توده‌ای، دانه‌پراکنده و رگچه‌ای در بخش‌های کانه‌دار ديده مي‌شود (شکل a۷ تا c). ابعاد طولی این کانی گاه تا ۵ سانتی‌متر نيز مي‌رسد (شکل a۷). برخی از بلورهای شکل‌دار استينيت، ماکل نواری نشان مي‌دهند (شکل d۷). در بخش‌های سطحی و پهنه‌های برون‌زاد، استينيت معمولاً به استيني کونيت دگرسان شده است (شکل e۷ و f). پيريت معمولاً به‌صورت بلورهای ریز تا متوسط بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و بعضاً شکل‌دار با بافت دانه‌پراکنده در متن سيلیسی شده سنگ ميزبان در مرحله اول کانه‌زايی قابل مشاهده است (شکل g۷ و h). پيريت‌ها اغلب سالم بوده و به‌صورت محدود از حاشیه و در امتداد شکستگی‌ها به گوتيت دگرسان شده‌اند (شکل h۷). در برخی از بخش‌های کانسار، پيريت‌ها توسط رگچه‌های استينيت قطع شده‌اند (شکل i۷).

کوارتز، کلسيت، اکتينوليت، کلريت و تالک کانی‌های باطله مهم در کانسار آنتيموان مغانلو هستند. کوارتز مهم‌ترين کانی باطله در اين کانسار است که معمولاً به‌صورت بلورهای ریز تا درشت (اندازه کمتر از ۱۰۰ میکرون تا ۲ سانتی‌متر) بی‌شکل تا شکل‌دار در رگه-رگچه‌های سيلیسی و سیمان گرمایی برش‌ها ديده مي‌شود. کوارتزها بیشتر بافت شانه‌ای و پرکننده فضای خالی دارند (شکل a۸ تا c). در برخی از بخش‌های زون کانه‌دار، بافت‌های پوسته‌ای، کاکلی و پرماند نيز در کوارتزهای موجود در رگه-رگچه‌های کانه‌دار و سیمان گرمایی برش‌ها قابل

شده‌اند (شکل b۵ و c). در نوع دوم، دگرسانی کربناتی شامل کلسيت‌هایی است که همراه با کوارتز و استينيت در رگه و رگچه‌های کانه‌دار ديده مي‌شوند (شکل d۵). کلسيت‌های اين مرحله متوسط تا درشت‌بلور بوده و اغلب فضای بين کوارتز و استينيت را پر کرده‌اند. دگرسانی کربناتی نوع سوم که در مراحل پایانی دگرسانی گرمایی تشکيل شده است، شامل کلسيت‌های درشت‌بلور به‌صورت رگچه‌ای و پرکننده فضاهای خالی می‌باشد (شکل e۵). دگرسانی پروپيليتیک به آنکلاوهای آمفیبوليتی داخل توده گرانیته محدود می‌شود. اکتينوليت، کلريت و کلسيت کانی‌های موجود در اين دگرسانی هستند که جانشين آمفیبول و پلاژیوکلازهای موجود در آنکلاوهای آمفیبوليتی شده‌اند (شکل f۵).

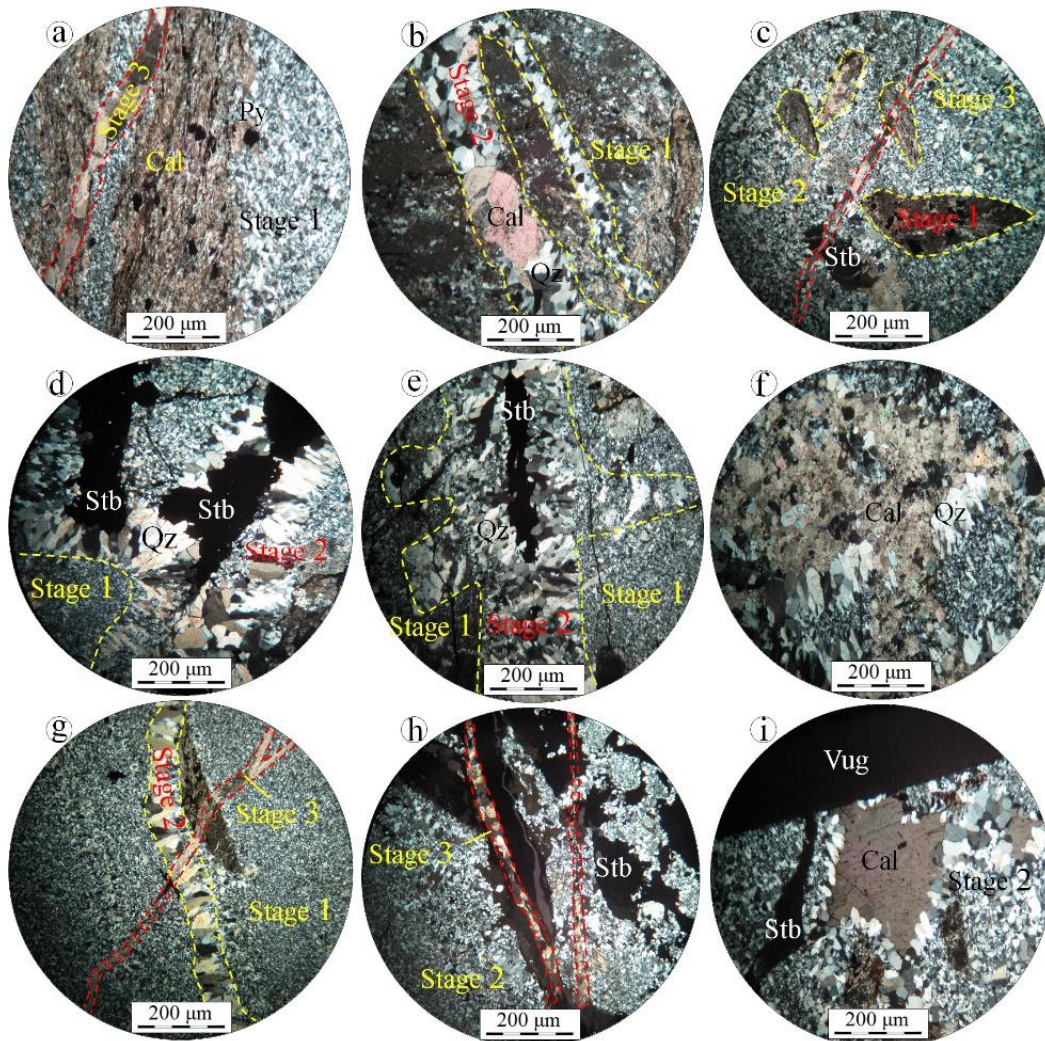
#### ۵- مراحل کانه‌زايی

براساس مطالعات صحرایی و میکروسکوپی انجام‌شده و با توجه به مجموعه کانی‌شناسی، روابط بافتی و ارتباط قطع‌کنندگی رگه‌های کانه‌دار، فرايند کانه‌زايی در کانسار مغانلو به ۳ مرحله به شرح زیر قابل تفکیک است:

مرحله اول کانه‌زايی در کانسار مغانلو با سيلیسی شدن و کربناتی شدن سنگ‌های ميزبان همراه با اندکی پيريت مشخص می‌شود (شکل a۶ و b). سيلیسی شدن شامل تشکيل کوارتزهای ریزبلور و بی‌شکل در سنگ ميزبان آمفیبوليتی است. اين مرحله بیشتر به عنوان زمينه‌ساز مراحل بعدی کانه‌زايی عمل کرده و عموماً توسط مراحل بعدی کانی‌سازی قطع شده است (شکل a۶ و b). قطعات برشی اين مرحله از کانه‌زايی، اغلب در سیمان گرمایی برش‌های مرحله دوم کانه‌زايی ديده می‌شوند (شکل c۶). پيريت به‌صورت بلورهای ریز دانه‌پراکنده در متن سيلیسی سنگ قابل مشاهده است. (شکل a۶). مرحله دوم کانه‌زايی، اصلی‌ترین مرحله کانه‌زايی در کانسار مغانلو است که با حضور رگه-رگچه‌ها و برش‌های گرمایی با سیمان کوارتز (کلسيت)- استينيت به ضخامت ۲ تا ۱۰ سانتی‌متر مشخص می‌شود (شکل b۶ تا h). اين مرحله از کانه‌زايی اغلب مرحله اول کانه‌زايی را قطع کرده (شکل b۶، d و e) و خود توسط رگه‌های کلسيتی مرحله سوم کانه‌زايی قطع شده است (شکل c۶، g و i). کوارتز و استينيت معمولاً به‌صورت بلورهای متوسط و بعضاً درشت نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار با بافت‌های شانه‌ای، کاکلی و پرماند در رگه‌ها و سیمان گرمایی برش‌های اين مرحله ديده می‌شوند. کلسيت در همراهی با کوارتز در رگه‌ها و سیمان

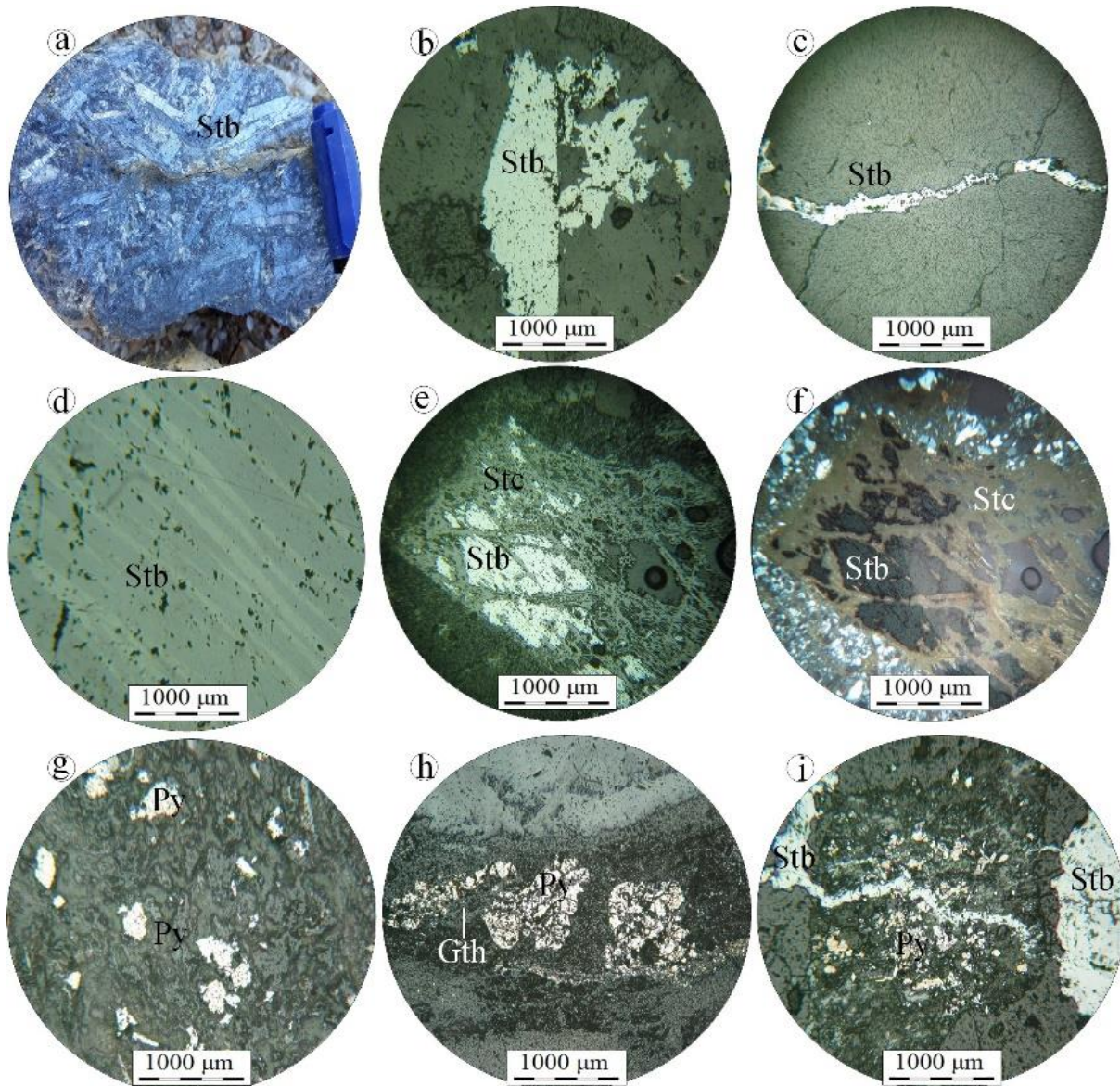
باطله در کانسار مغانلو می‌باشد که از دگرسانی شدید آنکلاوهای آمفیبولیتی در حاشیه رگه‌های کانه‌دار تشکیل شده است (شکل ۶d). توالی پاراژنزی کانی‌ها در کانسار مغانلو در شکل ۹ نشان داده شده است.

مشاهده است (شکل ۸d تا ۸i). کلسیت دیگر کانی باطله در کانسار مغانلو است که معمولاً بافت‌های رگه-رگچه‌ای و پرکننده فضای خالی را نشان می‌دهد (شکل ۷a، c، g تا ۷i). اکتینولیت و کلریت جانشین هورنبلند در آنکلاوهای آمفیبولیتی طی دگرسانی پروپیلیتیک شده‌اند (شکل ۵f). تالک دیگر کانی



شکل ۶- تصاویر میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه با نیکول‌های متقاطع، XPL) از مراحل کانه‌زایی در کانسار مغانلو. (a) و (b) مرحله اول کانه‌زایی به صورت سیلیسی و کربناتی شدن سنگ میزبان که توسط رگچه‌های کلسیتی مرحله سوم (a) و کوارتز- کلسیتی مرحله دوم (b) قطع شده است. در (c) ذرات ریز دانه‌پراکنده پیریت قابل مشاهده است، (c) قطعات برشی مرحله اول کانه‌زایی با سیمان گرمایی مرحله دوم، (d) و (e) مرحله دوم کانه‌زایی به صورت سیمان گرمایی برش‌ها (d) و رگچه‌های کوارتز- استینیت (e)، (f) سیمان کوارتز- کلسیتی مرحله دوم، (g) و (h) رگچه‌های کلسیتی مرحله سوم که مرحله اول و دوم کانه‌زایی را قطع کرده‌اند و (i) کلسیت مرحله سوم به صورت پرکننده فضای خالی. علائم اختصاری کانی‌ها از Whitney و Evans (۲۰۱۰) اقتباس شده است. (Cal: کلسیت، Py: پیریت، Qz: کوارتز، Stb: استینیت، Vug: فضای خالی).

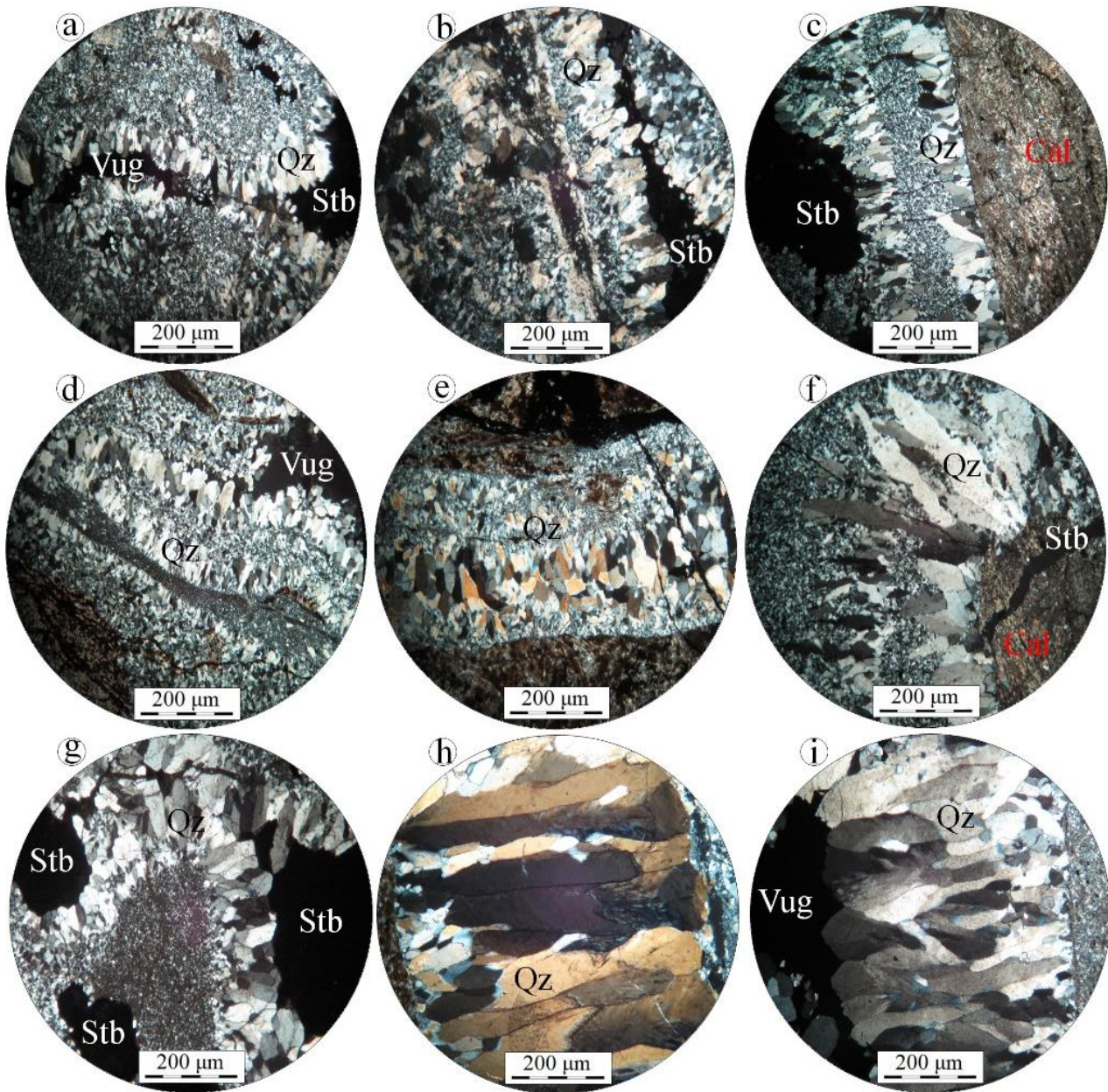
Fig. 6. Photomicrographs (transmitted polarized light, XPL) of mineralization stages in the Moghanlou deposit. (a) and (b) Stage 1 mineralization as silicification and carbonatization of host rock that is cut by stage 3 calcite (a) and stage 2 quartz-calcite (b) veinlets. In a, fine-grained disseminated pyrite is also observed, (c) Breccia clasts of stage 1 mineralization with stage 2 hydrothermal cement, (d) and (e) Stage 2 mineralization as hydrothermal breccia cement (d) and quartz-stibnite veinlets (e), (f) Stage 2 quartz-calcite cement, (g) and (h) Stage 3 calcite veinlets crosscutting stages 1 and 2 mineralization and (i) Stage 3 calcite as vug infill. Mineral abbreviations follow Whitney and Evans (2010). (Cal: calcite, Py: pyrite, Qz: quartz, Stb: stibnite, Vug: open space).



شکل ۷- تصاویر نمونه دستی و میکروسکوپی (تصویر f در نور عبوری پلاریزه با نیکول‌های متقاطع (XPL) و بقیه در نور بازتابی) از کانه‌های موجود در کانسار مغانلو. (a) بلورهای درشت و شکل‌دار استیبینیت در نمونه دستی، (b) بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل استیبینیت با بافت دانه‌پراکنده، (c) استیبینیت با بافت رگچه‌ای، (d) ماکل نواری در بلورهای استیبینیت، (e) و (f) استیبینیت دگرسان‌شده به استیبی‌کونیت، (g) و (h) بلورهای ریز تا درشت پیریت دانه‌پراکنده که بعضاً به گوتیت دگرسان شده‌اند و (i) قطع شدن پیریت‌ها توسط رگچه استیبینیت. علائم اختصاری کانی‌ها از Whitney و Evans (۲۰۱۰) اقتباس شده است. (Gth): گوتیت، Py: پیریت، Stb: استیبینیت، Stc: استیبی‌کونیت)

Fig. 7. Hand specimen and photomicrographs (f in transmitted polarized light, XPL, and the rest in reflected light) of ore mineralogy at the Moghanlou deposit. (a) Euhedral coarse-grained stibnite crystals in hand specimen, (b) Subhedral to anhedral disseminated stibnite crystals, (c) Stibnite with veinlet texture, (d) Banded twin in stibnite crystals, (e) and (f) Stibnite altered to stibiconite, (g) and (h) Fine- to coarse-grained disseminated pyrite locally altered to goethite and (i) Pyrite crosscut by stibnite veinlet. Mineral abbreviations follow Whitney and Evans (2010). (Gth: goethite, Py: pyrite, Stb: stibnite, Stc: stibiconite)





شکل ۸- تصاویر میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه با نیکول‌های متقاطع، XPL) از بافت‌های کوارتز در کنسار مغانلو. (a) تا (c) کوارتز با بافت‌های شانهای و پرکننده فضاهای خالی، (d) و (e) بافت پوسته‌ای کوارتز، (f) و (g) بافت کاکالی کوارتز و (h) و (i) کوارتزهای درشت‌بلور با بافت پرماند. علائم اختصاری کانی‌ها از Whitney و Evans (۲۰۱۰) اقتباس شده است. (Cal: کلسیت، Qz: کوارتز، Stb: اسفالریت، Vug: فضای خالی)

Fig. 8. Photomicrographs (transmitted polarized light, XPL) of quartz textures in the Moghanlou deposit. (a) to (c) Quartz with comb and vug infill textures, (d) and (e) Crustiform texture of quartz, (f) and (g) Cockade texture of quartz, and (h) and (i) Plumose texture of coarse-grained quartz crystals. Mineral abbreviations follow Whitney and Evans (2010). (Cal: calcite, Qz: quartz, Stb: stibnite, Vug: open space)

	Stage 1	Stage 2	Stage 3	Supergene
Pyrite				
Stibnite				
Goethite				
Stibiconite				
Quartz				
Calcite				
Actinolite				
Chlorite				
Talc				
Disseminated				
Brecciated				
Vein-Veinlets				
Comb				
Cockade				
Crustiform				
Plumose				
Vug Infill				
Replacement				

شکل ۹- توالی پاراژنزی، فراوانی نسبی، ساخت و بافت مواد معدنی و باطله در کانسار مغانلو.

Fig. 9. Paragenetic sequences showing the relative abundance, structure, and texture of gangues and ore minerals at the Moghanlou deposit.

### ۷- داده‌های زمین‌شیمی

نتایج تجزیه‌های شیمیایی به‌دست آمده از نمونه‌های کانسار مغانلو در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده است.

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی برای نمونه‌های کانه‌دار و سنگ‌های میزبان در کانسار مغانلو. مقادیر بر حسب درصد وزنی می‌باشند. مجموع داده‌ها برای رگه‌های کوارتز- استیبینیت بیشتر از ۱۰۰ است که علت آن محاسبه جداگانه آنتیموان می‌باشد.

Table 1. Geochemical data of major elements for mineralized samples and host rocks from the Moghanlou deposit. All data are in wt.%. Total data for quartz-stibnite veins are >100 which is based on the separate calculation of Sb.

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	BaO	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	MgO	MnO	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	TiO <sub>2</sub>	LOI	Sb	Total
DL	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	-
M-01	58.7	9.35	<0.05	7.13	3.45	0.81	4.61	0.05	1.2	0.05	0.28	0.12	13.81	<0.05	99.56
M-02	73.42	13.85	<0.05	1.59	1.93	2.34	1.16	<0.05	1.54	<0.05	0.35	0.18	2.71	0.1	99.17
M-03	35.38	14.32	<0.05	5.24	13.44	2.75	6.29	0.14	3.42	0.92	0.49	3.06	13.98	<0.05	99.43
M-04	89.11	1.23	<0.05	1.67	1.99	0.2	1.31	<0.05	0.3	<0.05	0.31	0.12	3.6	0.06	99.9
M-05	47.49	9.94	0.24	4.13	11.2	2.65	4.46	0.1	2.89	0.16	0.62	2.09	13.25	<0.05	99.22
M-06	35.87	0.34	0.18	0.3	0.19	<0.05	0.18	<0.05	0.06	0.09	17.59	<0.05	20.73	31.71	107.24
M-07	29.61	0.26	<0.05	0.6	0.25	<0.05	0.35	<0.05	<0.05	0.09	18.28	<0.05	31.36	32.99	113.79
M-08	75.28	11.3	<0.05	1.57	0.87	2.25	1.11	<0.05	2.14	<0.05	0.12	0.08	5.09	<0.05	99.81
M-09	73.25	11.72	<0.05	1.12	0.3	4.52	2.44	<0.05	6.87	0.05	0.32	0.19	<0.05	<0.05	100.78
M-10	11.8	0.14	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	25.9	<0.05	52.12	42.51	132.47
M-11	71.55	15.13	<0.05	0.6	1.81	6.02	0.14	<0.05	3.52	0.1	<0.05	0.22	0.7	<0.05	99.79

M-01: altered amphibolite, M-02 and M-08: host altered granite, M-03: talc schist, M-04 barren quartz vein, M-05: fresh amphibolite, M-06, M-07 and M-10: quartz-stibnite veins, M-09: feldspar, M-11: dacite-rhyodacite

جدول ۲- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی برای نمونه‌های کانه‌دار و سنگ‌های میزبان در کانسار مغانلو. مقادیر بر حسب گرم در تن (ppm) می‌باشند.

Table 2. Geochemical data of rare and rare earth elements for mineralized samples and host rocks from the Moghanlou deposit. All data are in ppm.

	Ag	Ba	Cu	Cr	Hf	Nb	Pb	Rb	S	Sb	Sr	Ta	Th	Tm	U
DL	0.1	1	1	1	0.5	1	1	1	50	0.5	1	0.1	0.1	0.1	0.1
M-01	<0.1	46	60	5	1.41	5.8	153	24	398	137	222.3	1.01	11.74	0.64	5.6
M-02	<0.1	36	8	5	1.44	4.5	10	30	843	1045	96.1	0.82	15.58	0.27	1.6
M-03	<0.1	142	14	59	1.89	15.2	55	157	3450	375	179.1	1.41	2.59	0.41	2
M-04	<0.1	163	16	10	1.11	<1	101	6	857	605	85.9	0.29	0.94	<0.1	0.9
M-05	0.2	2450	16	40	1.6	11.8	60	112	4471	141	280.9	0.73	1.82	0.31	35.3
M-06	5.3	94	12	5	1.09	<1	21200	<1	>30000	>10000	10	0.33	0.67	<0.1	27.4
M-07	3	1	10	5	1.09	<1	8145	<1	>30000	>10000	4.4	0.31	0.68	<0.1	19.1
M-08	<0.1	408	22	1	1.46	6.4	50	60	473	90	93.3	1.1	18.51	0.29	2
M-09	<0.1	39	4	4	1.31	3.6	4	10	71	60	93.8	0.53	14.56	<0.1	1
M-10	1.1	<1	2	3	1.08	<1	<1	<1	>30000	>10000	1.8	0.27	0.83	<0.1	0.1
M-11	0.8	1119	3	11	8.79	39.8	14	141	0.27	0.8	67.8	2.23	32.43	0.28	3.9
	Y	Zn	Zr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Er	Yb	Lu
DL	0.5	1	5	1	0.5	0.05	0.5	0.02	0.1	0.05	0.1	0.02	0.05	0.05	0.1
M-01	39.6	31	15	37	71	8.47	33.5	7.51	0.71	8.24	1.26	10.91	4.18	2.9	0.51
M-02	14.5	46	14	41	77	8.78	35.5	6.16	0.38	5.25	0.71	3.45	2.79	1.2	0.21
M-03	33.4	60	58	24	47	6.2	29.3	6.24	2.48	7.1	1.05	6.51	3.37	2.4	0.35
M-04	0.9	149	<5	6	9	0.99	5.3	0.52	0.11	0.94	0.24	0.88	0.17	0.3	<0.1
M-05	8.8	54	30	18	31	4.19	20.2	4.25	1.62	3.43	0.59	2.74	1.03	1.3	0.13
M-06	<0.5	19335	<5	2	1	0.13	0.8	<0.02	<0.1	0.28	0.17	0.46	<0.05	<0.05	<0.1
M-07	<0.5	13322	<5	2	2	0.13	0.8	<0.02	<0.1	0.29	0.17	0.47	<0.05	<0.05	<0.1
M-08	17.4	61	14	46	91	10.56	43.4	7.99	0.26	6.89	0.88	4.58	2.26	1.3	0.26
M-09	4.4	13	5	61	108	11.98	46.5	6.53	0.4	4.78	0.6	2.36	0.66	0.3	<0.1
M-10	<0.5	451	<5	2	1	0.14	0.8	<0.02	<0.1	0.31	0.17	0.54	<0.05	<0.05	<0.1
M-11	15.5	131	45	66	110	8.95	26.2	3.82	0.92	3.36	0.46	2.82	1.78	1.7	0.39

M-01: altered amphibolite, M-02 and M-08: host altered granite, M-03: talc schist, M-04 barren quartz vein, M-05: fresh amphibolite, M-06, M-07 and M-10: quartz-stibnite veins, M-09: feldspar, M-11: dacite-rhyodacite

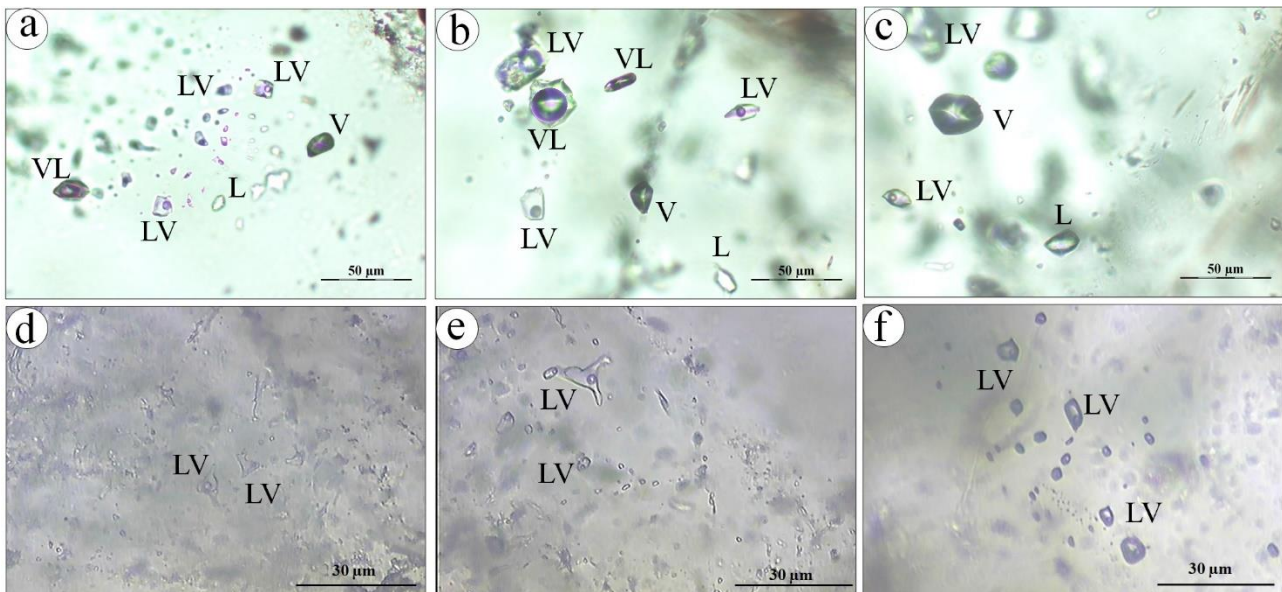
### ۸-۸ مطالعات میانبارهای سیال

مطالعات میانبارهای سیال بر روی کوارتزهای بلورین مرحله دوم کانه‌زایی و کلسیت‌های شفاف موجود در رگه- رگچه‌های کلسیتی مرحله سوم کانه‌زایی انجام شد. به دلیل ریز بودن اندازه میانبارهای سیال، هیچ میانبار سیالی در کوارتزها و کلسیت‌های مرحله اول کانه‌زایی مطالعه نشد.

#### ۸-۱- پتروگرافی

میانبارهای سیال موجود در نمونه‌های کانسار مغانلو بیشتر از نوع اولیه می‌باشند که اغلب در متن کانی میزبان پراکنده هستند (شکل ۱۰). در برخی از نمونه‌ها، میانبارهای سیال ثانویه کاذب نیز مشاهده شد. براساس مطالعات پتروگرافی، میانبارهای سیال موجود در کانسار مغانلو از نوع دو فازهای غنی از مایع (LV) با درجه پرشدگی بین ۸۰ تا ۹۵ درصد، دو فازهای غنی از گاز (VL) با درجه پرشدگی ۷۵ تا ۸۰ درصد و تک

فازی‌های گاز (V) و مایع (L) می‌باشند (شکل ۱۰). در این بین، میانبارهای دوفازی نوع LV از فراوانی بیشتری برخوردار هستند. در کوارتزهای مرحله دوم کانه‌زایی، هر چهار نوع میانبار سیال دیده می‌شود اما در کلسیت‌های مرحله سوم کانه‌زایی، میانبارهای سیال بیشتر از نوع دوفازی LV هستند. از لحاظ ریخت‌شناسی، میانبارهای سیال موجود در نمونه‌های کانسار مغانلو دارای اشکال بیضوی، کشیده، منفی بلور و چند وجهی نامنظم هستند (شکل ۱۰). پدیده باریک‌شدگی در برخی از میانبارهای سیال دیده می‌شود، ولی دارای فراوانی زیادی در نمونه‌ها نیست. برای اطمینان از درست بودن نتایج، تمامی اندازه‌گیری‌ها بر روی میانبارهایی انجام شد که دارای معیارهای لازم برای میانبارهای اولیه (Roedder, 1984) بودند. اندازه میانبارهای سیال موجود در کوارتزهای مرحله دوم کانه‌زایی بین ۸ تا ۲۱ میکرون و در کلسیت‌های مرحله سوم کانه‌زایی بین ۸ تا ۱۷ میکرون متغیر است.



شکل ۱۰- تصاویر میکروسکوپی (در دمای اتاق و نور عبوری پلاریزه صفحه‌ای، PPL) از انواع میانبارهای سیال در کانسار مغانلو. (a-c) رخداد همزمان میانبارهای سیال اولیه نوع LV، VL و V در کوارتزهای مرحله دوم کانه‌زایی نشان‌دهنده رخداد جوشش و (d-e) میانبارهای سیال اولیه نوع LV در کلسیت‌های مرحله سوم کانه‌زایی.

**Fig. 10.** Photomicrographs (at room temperature, plane-polarized light, PPL) of fluid inclusion types from Moghanlou deposit. (a-c) Coexisting of primary LV, VL, and V fluid inclusions in stage 2 quartz as evidence of boiling and (d-e) Primary two-phase LV fluid inclusion in stage 3 calcite.

## ۸-۲- داده‌های ریزدماسنجی

فقط میانبرهای سیال اولیه که به صورت میانبرهای مجزا و یا به صورت خوشه‌ای رخ داده‌اند (Roedder, 1984; Goldstein, 2003) برای مطالعات ریزدماسنجی انتخاب شدند. آن دسته از میانبرهای سیالی که در یک خوشه و یا گروه با نسبت‌های فازی مشابه در دمای اتاق رخ داده‌اند، به عنوان یک مجموعه میانبر سیال (Fluid inclusion) (assemblage: FIA, Goldstein and Reynolds, 1994) در نظر گرفته شدند. برای جلوگیری از سوگیری داده‌ها، از مقادیر میانگین هر گروه از FIA، به جای مقادیر میانبرهای سیال منفرد استفاده شد. میانبرهای ثانویه کاذب (رخ داده به صورت خوشه‌ها و مسیرهایی که در مرزهای بلوری قطع می‌شوند) و ثانویه (توزیع شده در مسیرهای متقاطع با مرزهای بلوری) اندازه‌گیری نشدند. نتایج مطالعات ریزدماسنجی در جدول ۳ خلاصه شده است.

براساس مطالعات انجام‌شده، دماهای یوتکتیک ( $T_e$ ) در هیچ یک از میانبرهای سیال مطالعه‌شده قابل اندازه‌گیری نبود. دمای ذوب آخرین قطعه یخ ( $T_{m-ice}$ ) در میانبرهای سیال موجود در کوارتزهای مرحله دوم کانه‌زایی بین  $-9/8$  تا  $-24$  درجه سانتی‌گراد می‌باشد (جدول ۳). این دما در کلسیت‌های مرحله سوم کانه‌زایی بین  $-1/3$  تا  $-9/5$  درجه سانتی‌گراد متغیر است (جدول ۳). بر این اساس و با توجه به رابطه Bodnar (1993)، میزان شوری میانبرهای سیال در کوارتزهای مرحله دوم کانه‌زایی بین  $13/7$  تا  $24/9$  (میانگین  $19/7$ ) درصد وزنی

معادل نمک طعام می‌باشد (جدول ۳). میزان شوری میانبرهای سیال در کلسیت‌های مرحله سوم کانه‌زایی بین  $2/2$  تا  $13/4$  (میانگین  $7/9$ ) درصد وزنی معادل نمک طعام محاسبه شد (جدول ۳). تمامی میانبرهای سیال مطالعه‌شده، به فاز مایع همگن شدند. به علت وقوع رخداد جوشش (بخش پایین را ببینید)، هیچگونه تصحیح دمایی بر روی مقادیر دمای همگن‌شدن میانبرهای سیال اعمال نشده است. دمای همگن‌شدن نهایی ( $T_{h(total)}$ ) میانبرهای سیال موجود در کوارتزهای مرحله دوم کانه‌زایی بین  $174$  تا  $279/5$  درجه سانتی‌گراد (میانگین  $221$  درجه سانتی‌گراد) است (جدول ۳). دمای همگن‌شدن نهایی در میانبرهای سیال موجود در کلسیت‌های مرحله سوم کانه‌زایی بین  $107/8$  تا  $175/5$  درجه سانتی‌گراد (میانگین  $143$  درجه سانتی‌گراد) در تغییر است (جدول ۳). دمای همگن‌شدن نهایی میانبرهای سیال نوع VL موجود در کوارتزهای مرحله دوم کانه‌زایی (شکل ۱۰) به دلیل مقادیر پایین فاز مایع قابل اندازه‌گیری نیست. فقط دمای همگن‌شدن نهایی ۵ میانبر سیال نوع VL در کوارتزهای مرحله دوم کانه‌زایی اندازه‌گیری شد. این میانبرهای سیال در دمایی بین  $180$  تا  $290$  درجه سانتی‌گراد همگن شدند که قابل مقایسه با دمای همگن‌شدن میانبرهای سیال نوع LV در همان گروه از FIA می‌باشد. دمای ذوب آخرین قطعه یخ این دسته از میانبرهای سیال نیز به دلیل مقادیر پایین فاز مایع آنها اندازه‌گیری نشده است. مقادیر چگالی برای میانبرهای سیال در کانسار مغانلو بین  $0/9$  تا  $1/13$  گرم بر سانتی‌متر مکعب به دست آمد (جدول ۳).

جدول ۳- خلاصه نتایج مطالعات ریزدماسنجی میانبرهای سیال اولیه نوع LV در کانسار مغانلو. اعداد داخل پرانتز، مقدار میانگین اندازه‌گیری شده است. محدود داده‌های دمای همگن‌شدن میانبرهای VL اینجا آورده نشده اما در متن توضیح داده شده است.

Table 3. Microthermometric data summary for primary LV fluid inclusions from Moghanlou deposit. The digit in the parenthesis is the mean value of inclusion measured. The few homogenization temperatures for VL inclusions are not listed here but are described in the text.

Mineral	Size ( $\mu\text{m}$ )	$T_e$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	$T_{m-ice}$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	Salinity (wt.% NaCl)	$T_{h(total)}$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	Density ( $\text{g}/\text{cm}^3$ )
Stage 2 Qz (n = 37)	8-21	-	-9.8 to -24	13.7-24.9 (19.7)	174-279.5 (221)	0.9-1.13
Stage 3 Cal (n = 35)	8-17	-	-1.3 to -9.5	2.2-13.4 (7.9)	107.8-175.5 (143)	

در شکل a11 نشان داده شده است. براساس این شکل، الگوی این عناصر در نمونه‌های گرانیت دگرسان‌شده، آمفیبولیت سالم و دگرسان‌شده، تالک شیبست و فلدسپات مشابه و منطبق با هم است. از طرف دیگر، الگوی عناصر کمیاب در نمونه رگه کوارتزی

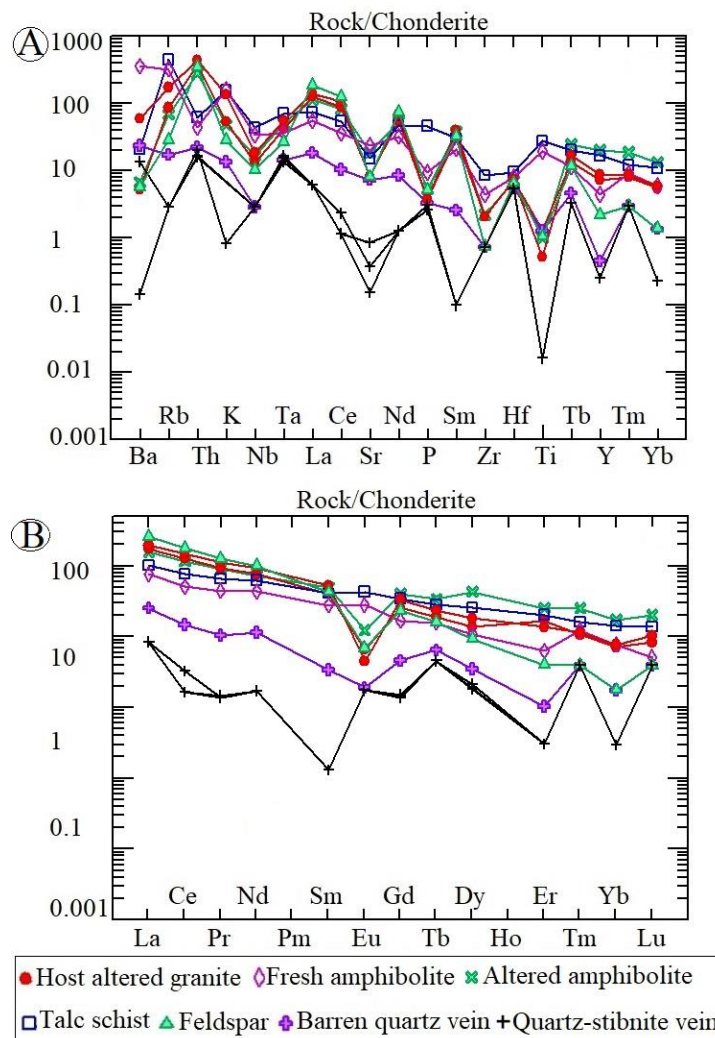
## ۹- بحث و بررسی

### ۹-۱- الگوی توزیع عناصر کمیاب و کمیاب خاکی

الگوی عناصر کمیاب برای نمونه‌های کانه‌دار و سنگ‌های میزبان که نسبت به کندریت (Thompson, 1982) بهنجار شده‌اند،

فرایندهای دگرسانی و کانه‌زایی باشد. در الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت (Sun and McDonough, 1989) نیز نمونه‌های کانه‌دار الگوی تقریباً مشابهی با سنگ‌های میزبان نشان می‌دهند که این امر نیز می‌تواند بیانگر نقش احتمالی سنگ‌های میزبان در تشکیل رگه‌های کانه‌دار منطقه باشد.

فاقد سولفید و رگه‌های کوارتز- استیبنیت نیز در برخی عناصر مشابه با الگوی سنگ‌های میزبان است (شکل ۱۱a). این موضوع می‌تواند بیانگر نقش احتمالی سنگ‌های میزبان در تأمین عناصر برای بخش‌های کانه‌دار باشد. نمونه‌های کانه‌دار در مقایسه با سنگ‌های میزبان از عناصر کمیاب تهی‌شدگی نشان می‌دهند که این امر می‌تواند در ارتباط با شسته‌شدن این عناصر طی



شکل ۱۱- (a) الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده به کندریت (Thompson, 1982) برای نمونه‌های کانه‌دار و سنگ‌های میزبان در کانسار مغانلو و (b) الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت (Sun and McDonough, 1989) برای نمونه‌های کانه‌دار و سنگ‌های میزبان در کانسار مغانلو.

Fig. 11. (a) Chondrite-normalized (Thompson, 1982) rare element patterns for the mineralized samples and host rocks in the Moghanlou deposit and (b) Chondrite-normalized (Sun and McDonough, 1989) REE patterns for the mineralized samples and host rocks in the Moghanlou deposit.

گرانیت دگرسان شده، تالک شیست و آمفیبولیت سالم و دگرسان شده به‌هنجار گردید (شکل‌های ۱۲ و ۱۳). در مقایسه با آمفیبولیت سالم، نمونه آمفیبولیت دگرسان شده تقریباً در همه عناصر کمیاب (به جز Pb و Th, Ta, Cu) تهی‌شدگی

## ۹-۲- تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر

به‌منظور بررسی تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عنصری مرتبط با کانه‌زایی و دگرسانی در کانسار مغانلو، مقادیر عناصر در رگه کوارتزی فاقد سولفید و رگه‌های کوارتز- استیبنیت نسبت به

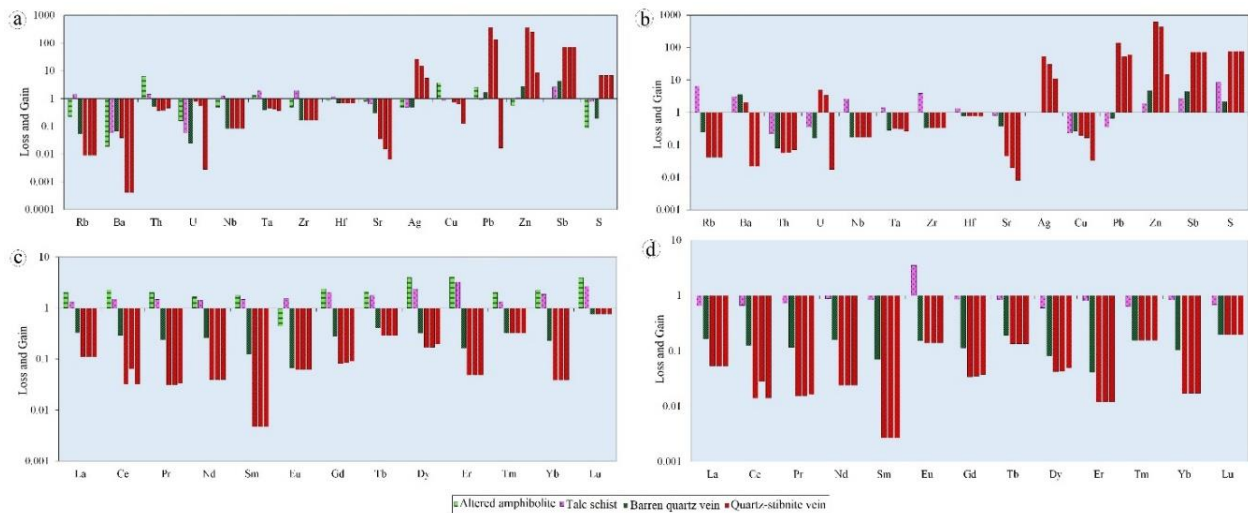
تجزیه به اجزاء، تغییرات دما، فشار، Eh، pH، آکالینیتی و تمرکز سیال می‌باشد (Lottermoser, 1992). طی دگرسانی و کانه‌زایی، سیالات غنی از F، Cl، CO<sub>2</sub> در نسبت‌های بالای سیال به سنگ، قادر به تحرک عناصر کمیاب خاکی هستند (Whitford et al., 1988). کاهش مشخص در میزان عناصر کمیاب خاکی در نمونه رگه کوارتزی فاقد سولفید و رگه‌های کوارتز-استینیت نسبت به سنگ‌های میزبان سالم و دگرسان شده در کانسار مغالو نشان می‌دهد که حجم و یا شیمی سیالات گرمایی برای تحرک این عناصر در این کانسار کافی بوده و می‌تواند بیانگر میزان بالای واکنش بین سیالات کانه‌زا و سنگ‌های میزبان باشد.

### ۹-۳- تحول سیال کانه‌ساز

سیالات بسیاری در تشکیل و تحول کانسارهای گرمایی نقش دارند (Zhu et al., 2001; Cooke and McPhail, 2001; Fan et al., 2011; Zhai et al., 2013). داده‌های میانبرهای سیال در کانسار مغالو نشان می‌دهد سیالات مسئول کانه‌زایی در این کانسار با یک سیستم H<sub>2</sub>O-NaCl با دمای متوسط و شوری متوسط مرتبط است (جدول ۳). تکامل این سیستم کانه‌زایی از مرحله دوم به مرحله سوم با کاهش دما از ۲۲۱ درجه سانتی‌گراد به ۱۴۳ درجه سانتی‌گراد همراه بوده است. با توجه به دیاگرام دمای همگن‌شدن نهایی در مقابل میزان شوری (Wilkinson, 2001)، داده‌های میانبرهای سیال در کوارتزا و کلسیت‌های کانسار مغالو بیانگر اختلاط یک سیال با دمای و شوری متوسط با یک سیال دیگر با دما و شوری پایین است (شکل ۱۴). در فرایند اختلاط سیالات، بین دمای همگن‌شدن و شوری سیالات کانه‌ساز رابطه مستقیم و در فرایند جوشش، رابطه معکوس وجود دارد (Shepherd et al., 1985; Canet et al., 2011; Li et al., 2019). دیاگرام دمای همگن‌شدن و شوری (شکل ۱۴)، داده‌های میانبرهای سیال در کانسار مغالو در محدوده کانه‌زایی‌های اپی‌ترمال و نزدیک به محدوده سیالات ماگمایی (Roedder, 1984) قرار گرفته‌اند. شوری سیالات ماگمایی معمولاً در محدوده بین ۵ تا ۱۰ درصد وزنی معادل نمک طعام متغیر است (Hedenquist and Lowenstern, 1994; Yardley, 2005; Simmons and Brown, 2006). هرچند سیالات ماگمایی با شوری بیشتر نیز می‌تواند وجود داشته باشد (Yardley and Bodnar, 2014). از این رو، محدوده

نشان می‌دهد اما نمونه تالک شیست از عناصر Rb, Th, Nb, Ta, Zr, Hf و Sb غنی و از سایر عناصر کمیاب تهی شده است (شکل ۱۲a). نمونه‌های برداشت شده از رگه کوارتزی فاقد سولفید و رگه‌های کوارتز-استینیت در مقایسه با آمفیبولیت سالم از عناصر Ag, Pb, Zn, Sb و S غنی (نمونه رگه کوارتزی فاقد سولفید، از عناصر Ag و S و یکی از نمونه‌های رگه کوارتز-استینیت در عنصر Pb تهی‌شدگی نشان می‌دهند) و از سایر عناصر کمیاب تهی شده‌اند (شکل ۱۲a). در نمودار تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر کمیاب به‌هنگار شده به آمفیبولیت دگرسان شده (شکل ۱۲b)، نمونه تالک شیست از عناصر Pb, Th, U, Sr, Cu و تهی و از سایر عناصر غنی شده است. در مقابل، نمونه برداشت شده از رگه کوارتزی فاقد سولفید از عناصر Ba, Zn, Sb و S غنی و از سایر عناصر تهی شده است. در این نمودار، نمونه‌های برداشت شده از رگه‌های کوارتز-استینیت در مقایسه با آمفیبولیت دگرسان شده از عناصر Ba, U, Ag, Pb, Zn, Sb و S غنی و از سایر عناصر کمیاب تهی شده‌اند (شکل ۱۲b). همه نمونه‌های برداشت شده از رگه کوارتزی فاقد سولفید و رگه‌های کوارتز-استینیت در مقایسه با آمفیبولیت سالم از عناصر کمیاب خاکی تهی شده‌اند، درحالی‌که نمونه‌های آمفیبولیت دگرسان شده و تالک شیست در مقایسه با آمفیبولیت سالم از این عناصر (نمونه آمفیبولیت دگرسان شده از عنصر Eu تهی شده است) غنی شده‌اند (شکل ۱۲c). نمونه تالک شیست و همه نمونه‌های برداشت شده از رگه کوارتزی فاقد سولفید و رگه‌های کوارتز-استینیت در مقایسه با آمفیبولیت دگرسان شده از عناصر کمیاب خاکی تهی (نمونه تالک شیستی از عنصر Eu غنی شده است) شده‌اند (شکل ۱۲d). در مقایسه با تالک شیست، نمونه برداشت شده از رگه کوارتزی فاقد سولفید از عناصر Ba, Cu, Pb و Sb غنی و از سایر عناصر کمیاب تهی شده است اما نمونه‌های برداشت شده از رگه‌های کوارتز-استینیت از عناصر U, Ag, Pb, Zn, Sb و S غنی (یکی از نمونه‌ها از عنصر Pb نیز تهی شده است) و از سایر عناصر کمیاب تهی شده‌اند (شکل ۱۳a). همه نمونه‌های برداشت شده از رگه کوارتزی فاقد سولفید و رگه‌های کوارتز-استینیت در مقایسه با نمونه تالک شیست از عناصر کمیاب خاکی تهی شده‌اند (شکل ۱۳b).

به‌طور معمول رفتار عناصر کمیاب خاکی در محیط‌های کانه‌زایی متأثر از واکنش سیال با سنگ، نهشت سیال، جذب،



شکل ۱۲- (a) نمودار تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر کمیاب برای آمفیبولیت دگرسان‌شده، تالک شیست، رگه کوارتزی فاقد سولفید و رگه‌های کوارتز- استیبنیت در کانسار مغانلو که نسبت به آمفیبولیت سالم (نمونه M-05، جدول ۲) به‌هنجار شده‌اند. (b) نمودار تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر کمیاب برای تالک شیست، رگه کوارتزی فاقد سولفید و رگه‌های کوارتز- استیبنیت در کانسار مغانلو که نسبت به آمفیبولیت دگرسان‌شده (نمونه M-01، جدول ۲) به‌هنجار شده‌اند. (c) نمودار تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی برای آمفیبولیت دگرسان‌شده، تالک شیست، رگه کوارتزی فاقد سولفید و رگه‌های کوارتز- استیبنیت در کانسار مغانلو که نسبت به آمفیبولیت سالم (نمونه M-05، جدول ۲) به‌هنجار شده‌اند و (d) نمودار تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی برای تالک شیست، رگه کوارتزی فاقد سولفید و رگه‌های کوارتز- استیبنیت در کانسار مغانلو که نسبت به آمفیبولیت دگرسان‌شده (نمونه M-01، جدول ۲) به‌هنجار شده‌اند.

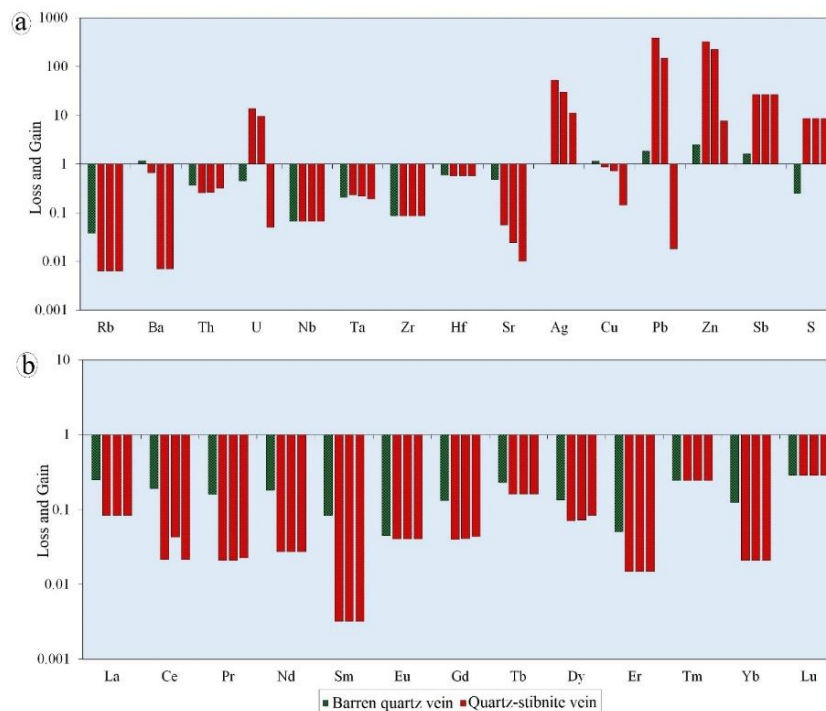
Fig. 12. (a) Loss and gain histogram of rare elements in the altered amphibolite, talc schist, barren quartz vein, and quartz-stibnite veins from the Moghanlou deposit that normalized against fresh amphibolite (sample M-05, Table 2). (b) Loss and gain histogram of rare elements in the talc schist, barren quartz vein, and quartz-stibnite veins from the Moghanlou deposit that normalized against altered amphibolite (sample M-01, Table 2). (c) Loss and gain histogram of rare earth elements in the altered amphibolite, talc schist, barren quartz vein, and quartz-stibnite veins from the Moghanlou deposit that normalized against fresh amphibolite (sample M-05, Table 2) and (d) Loss and gain histogram of rare earth elements in the talc schist, barren quartz vein and quartz-stibnite veins from the Moghanlou deposit that normalized against altered amphibolite (sample M-01, Table 2).

#### ۴-۹- شواهد جوشش

داده‌های میانبارهای سیال و شواهد بافتی در کانسار مغانلو منطبق بر رخداد جوشش حین تکامل سیستم کانه‌زایی در این کانسار است. حضور همزمان میانبارهای سیال دوفازی نوع LV و VL در یک مجموعه میانبارهای سیال یکی از شواهد مهم رخداد جوشش در سیستم‌های اپی‌ترمال است (White and Hedenquist, 1995; Moncada et al., 2017). میانبارهای سیال تک فازی نوع V نیز شاهد دیگری از رخداد جوشش در سیالات کانه‌ساز هستند (Ronacher et al., 2000; Moncada et al., 2017). حضور همزمان میانبارهای سیال نوع LV, VL و V در کوارتزهای مرحله دوم کانه‌زایی در کانسار مغانلو بیانگر به دام افتادن آنها از یک سیال در حال جوشش است. هرچند، این حضور همزمان می‌تواند از

گسترده داده‌های شوری (۲/۲ تا ۲۴/۹ درصد وزنی معادل نمک طعام) برای کانسار مغانلو می‌تواند بیانگر اختلاط سیالات ماگمایی و جوی باشد. از طرف دیگر، وجود برش‌های گرمابی و بافت‌های پرماند، کاکلی و پوسته‌ای در این کانسار نشان‌دهنده رخداد جوشش (بخش پایین را ببینید) حین تکامل سیال کانه‌ساز در سیستم گرمابی کانسار مغانلو است. جوشش سیال می‌تواند منجر به تفکیک شدید یک سیال شور به فازهای بخار و در نتیجه افزایش بیشتر شوری سیال باقیمانده گردد (Canet et al., 2011). این تفسیر برای مقادیر شوری کم تا متوسط میانبارهای سیال در بسیاری از سیستم‌های اپی‌ترمال استفاده شده است (Simmons and Browne, 2000; Simpson et al., 2001; Camprubi and Albinson, 2007; Klemm et al., 2007).





شکل ۱۳- (a) نمودار تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر کمیاب برای رگه کوارتزی فاقد سولفید و رگه‌های کوارتز- استیبنیت در کانسار مغانلو که نسبت به تالک شیست (نمونه M-03، جدول ۲) به‌هنجار شده‌اند و (b) نمودار تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی برای رگه کوارتزی فاقد سولفید و رگه‌های کوارتز- استیبنیت در کانسار مغانلو که نسبت به تالک شیست (نمونه M-03، جدول ۲) به‌هنجار شده‌اند.

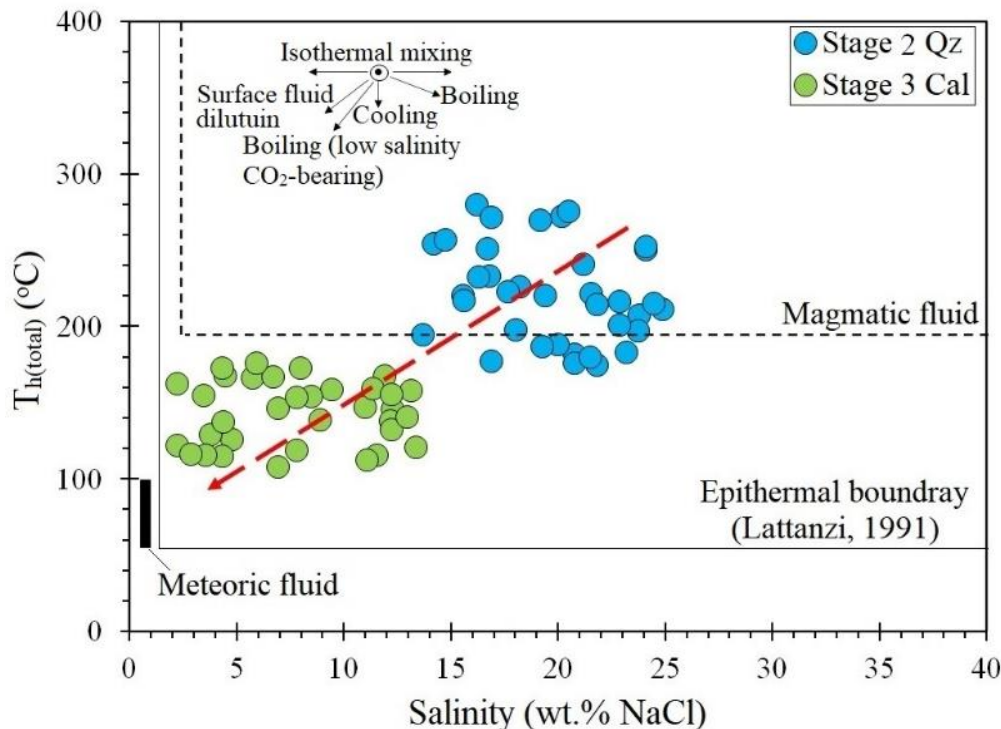
Fig. 13. (a) Loss and gain histogram of rare elements in the barren quartz vein and quartz-stibnite veins from the Moghanlou deposit that normalized against talc schist (sample M-03, Table 2) and (b) Loss and gain histogram of rare earth elements in the barren quartz vein and quartz-stibnite veins from the Moghanlou deposit that normalized against talc schist (sample M-03, Table 2).

طریق به دام افتادن سیالات مختلف در زمان‌های مختلف (Ramboz et al., 1982) و یا از طریق نشت و پدیده باریک‌شدگی (Rusk et al., 2008) نیز رخ دهد. یکی از شواهد مهم رخداد جوشش سیال آنست که میانبارهای سیال بایستی همزمان به دام افتاده باشند (Ramboz et al., 1982; Ouyang et al., 2014). نتایج مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال نوع VL در کانسار مغانلو نشان می‌دهد که دمای همگن‌شدن این میانبارهای سیال (۱۸۰ تا ۲۹۰ درجه سانتی‌گراد) مشابه با دمای همگن‌شدن (۱۷۴ تا ۲۷۹/۵ درجه سانتی‌گراد) میانبارهای سیال نوع LV موجود در همان FIA است. این امر رخداد جوشش سیال در حین تشکیل رگه‌های کوارتزی کانه‌دار را در کانسار مغانلو تایید می‌کند. احتمال رخداد جوشش با وجود بافت‌های پرماند، کاکلی و پوسته‌ای کوارتز در بخش‌های کانه‌دار نیز اثبات می‌شود. بافت پرماند کوارتز محصول فوق‌اشباع شدن سیال در اثر کاهش سریع فشار مرتبط با رخداد فرایند جوشش و به دنبال آن کاهش دما است که سبب ته‌نشست سیلیس بی‌شکل (آمورف) می‌شود (Henley and Hughes, 2000). بافت‌های کاکلی و پوسته‌ای از بافت‌های اولیه سیلیس هستند که به ته‌نشست سریع و متناوب کوارتز کلسدونی در فضاهای خالی در سیستم‌های اپی‌ترمال کم‌عمق نسبت داده می‌شوند (Fournier, 1985; Roedder, 1984). تشکیل این بافت‌ها مرتبط با بازشدن سریع درز و شکستگی‌های ناشی از کاهش فشار و به دنبال آن کاهش سریع دما در ارتباط با فرایند جوشش است (Henley and Hughes, 2000; Taylor, 2009; Moncada et al., 2012). وجود برش‌های گرمابی و رگه‌های برشی کانه‌دار در کانسار مغانلو نیز با رخداد جوشش سیالات انطباق دارد. برشی‌شدن معمولاً شاهدی مبنی بر کاهش شدید و متناوب فشار در نظر گرفته می‌شود که می‌تواند سبب رخداد جوشش در سیستم‌های گرمابی شود (Jobson et al., 1994; Jébrak, 1997). علاوه بر این، رگه‌های کانه‌دار در کانسار مغانلو دارای مرز تماس مستقیم با واحدهای میزبان خود هستند. این ویژگی‌ها نشان می‌دهد که رگه و رگچه‌های کانه‌دار از طریق پرکردن فضاهای خالی تحت فشار هیدروستاتیک

طریق به دام افتادن سیالات مختلف در زمان‌های مختلف (Ramboz et al., 1982) و یا از طریق نشت و پدیده باریک‌شدگی (Rusk et al., 2008) نیز رخ دهد. یکی از شواهد مهم رخداد جوشش سیال آنست که میانبارهای سیال بایستی همزمان به دام افتاده باشند (Ramboz et al., 1982; Ouyang et al., 2014). نتایج مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال نوع VL در کانسار مغانلو نشان می‌دهد که دمای همگن‌شدن این میانبارهای سیال (۱۸۰ تا ۲۹۰ درجه سانتی‌گراد) مشابه با دمای همگن‌شدن (۱۷۴ تا ۲۷۹/۵ درجه سانتی‌گراد) میانبارهای سیال نوع LV موجود در همان FIA است. این امر رخداد جوشش سیال در حین تشکیل رگه‌های کوارتزی کانه‌دار را در کانسار مغانلو تایید می‌کند. احتمال رخداد جوشش با وجود بافت‌های پرماند، کاکلی و پوسته‌ای کوارتز در بخش‌های کانه‌دار نیز اثبات می‌شود. بافت پرماند کوارتز محصول فوق‌اشباع شدن سیال در اثر کاهش سریع فشار مرتبط با رخداد فرایند جوشش و به دنبال آن کاهش دما است که سبب ته‌نشست سیلیس بی‌شکل (آمورف) می‌شود (Ramboz et al., 1982; Ouyang et al., 2014). نتایج مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال نوع VL در کانسار مغانلو نشان می‌دهد که دمای همگن‌شدن این میانبارهای سیال (۱۸۰ تا ۲۹۰ درجه سانتی‌گراد) مشابه با دمای همگن‌شدن (۱۷۴ تا ۲۷۹/۵ درجه سانتی‌گراد) میانبارهای سیال نوع LV موجود در همان FIA است. این امر رخداد جوشش سیال در حین تشکیل رگه‌های کوارتزی کانه‌دار را در کانسار مغانلو تایید می‌کند. احتمال رخداد جوشش با وجود بافت‌های پرماند، کاکلی و پوسته‌ای کوارتز در بخش‌های کانه‌دار نیز اثبات می‌شود. بافت پرماند کوارتز محصول فوق‌اشباع شدن سیال در اثر کاهش سریع فشار مرتبط با رخداد فرایند جوشش و به دنبال آن کاهش دما است که سبب ته‌نشست سیلیس بی‌شکل (آمورف) می‌شود

Thiersch et al., 1997; Muntean and Einaudi, )  
(2001).

Liu et al., 2014; Ouyang et al., )  
(2014) که منجر به توسعه پرش‌های گرمایی شده است



شکل ۱۴- دیاگرام دمای همگن شدن نهایی در مقابل شوری برای میانبارهای سیال اولیه نوع LV در کانسار مغانلو که بیانگر اختلاط و یا جوشش سیالات حین تحول سیال کانه‌ساز می‌باشد. ترکیب سیالات ماگمایی و جوی براساس Lattanzi (۱۹۹۱)، Hedenquist و Arribas (۱۹۹۸) و Naden و همکاران (۲۰۰۵) ترسیم شده‌اند. نمودارهای روند تحول سیال از Wilkinson (۲۰۰۱) اقتباس شده‌اند.

Fig. 14. Total homogenization temperatures vs. equivalent salinity diagram for primary LV fluid inclusions from Moghanlou deposit representing mixing and boiling trend through the development of hydrothermal fluids. The fields of magmatic and meteoric waters are from Lattanzi (1991), Hedenquist and Arribas (1998), and Naden et al. (2005). The different fluid evolution paths are from Wilkinson (2001).

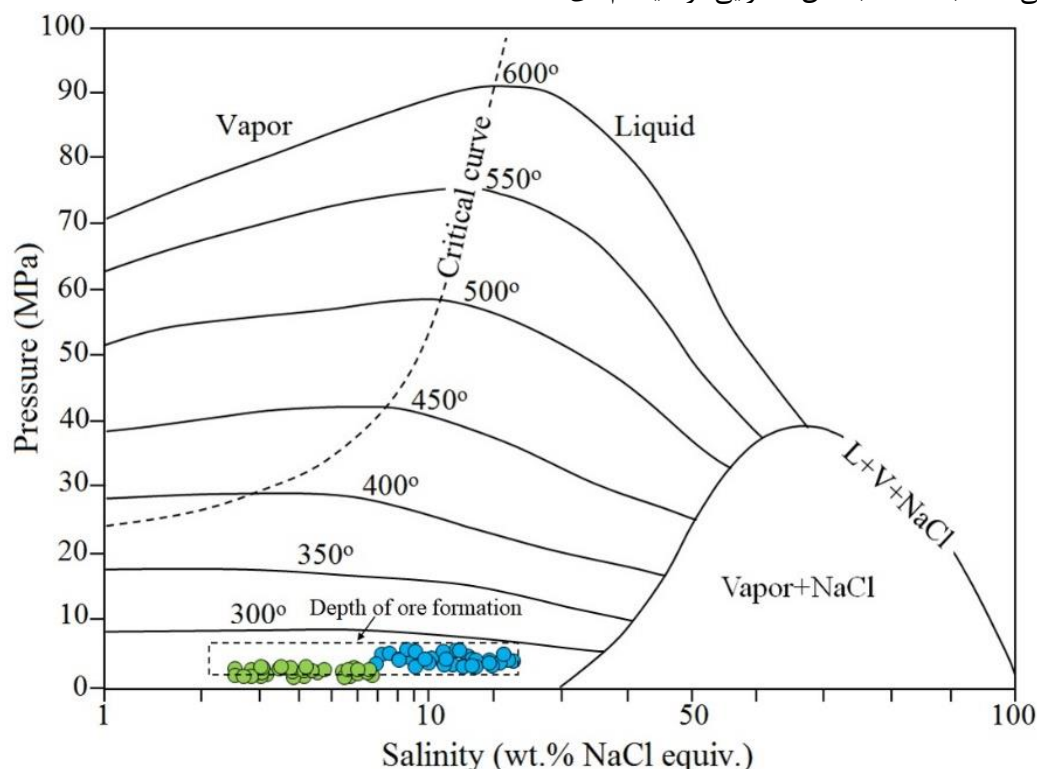
تلقی شده و فشار سیال در این دما به عنوان فشار به دام افتادن لحاظ گردد (Ouyang, 2014; Rabiei et al., 2017). از این رو، به پیروی از Albinson (۱۹۹۸) و Hedenquist و Arribas (۱۹۹۸)، بالاترین دمای میانبارهای سیال نوع LV (۱۷۵/۵ تا ۲۷۹/۵ درجه سانتی‌گراد) برای تخمین فشار سیالات در کانسار مغانلو استفاده شد. براساس داده‌های تجربی Haas (۱۹۷۱)، Bodnar و Urusova (۱۹۷۵) و همکاران (۱۹۸۵)، فشار به دام افتادن سیالات در کانسار مغانلو بین ۳۰ تا ۷۰ بار به دست آمد (شکل ۱۵). اگرچه این مقادیر فشار پایین نمی‌تواند بیانگر مقادیر دقیق فشار سیال باشد، اما می‌تواند نشان‌دهنده شرایطی باشد که جوشش در آن محل رخ داده است. با توجه به میانگین

#### ۹-۵- تعیین عمق و فشار

داده‌های کانسارهای اپی‌ترمال معمولاً در عمق چند صد متری زیر سطح ایستایی قدیمی معادل با چند ده بار فشار هیدروستاتیک تشکیل می‌شوند (Cooke and Simmons, 2000; Hedenquist et al., 2000; Simmons et al., 2005). در چنین شرایطی، دمای همگن شدن میانبارهای سیال می‌تواند تخمین مناسبی از دمای سیال کانه‌ساز منظور گردد (Takács et al., 2017). حضور همزمان میانبارهای سیال نوع LV و VL که در بالا به آن اشاره شد، نشان می‌دهد که سیالات گرمایی مسئول کانه‌زایی در کانسار مغانلو به نقطه اشباع بخار رسیده‌اند. در چنین حالتی، دمای همگن شدن نهایی میانبارهای سیال نوع LV می‌تواند به عنوان دمای به دام افتادن

اپی ترمال (Simmons et al., 2005; Pirajno, 2009) انطباق دارد.

چگالی میانبارهای سیال (۰/۹۸ گرم بر سانتی متر مکعب)، عمق کانه‌زایی در کانسار مغانلو بین ۳۶۰ تا ۸۴۰ متر زیر سطح ایستابی قدیمی محاسبه شد که با عمق کانه‌زایی در سیستم‌های



شکل ۱۵- فشار تخمینی برای میانبارهای سیال در کانسار مغانلو که بر مبنای دمای همگن شدن نهایی و از بین رفتن فاز بخار در میانبارهای سیال نوع LV محاسبه شده‌اند (با اندکی تغییرات از Bouzari and Clark, 2006).

Fig. 15. Estimated pressure for fluid inclusions in the Moghanlou deposit that exhibited final homogenization by vapor disappearance of LV fluid inclusions (modified after Bouzari and Clark, 2006).

## ۹-۶- تیپ کانه‌زایی

شواهد زمین‌شناسی، کانه‌زایی، دگرسانی، کانی‌شناسی، ساخت و بافت و نتایج مطالعات زمین‌شیمی و میانبارهای سیال نشان می‌دهد کانه‌زایی آنتیموان در کانسار مغانلو را می‌توان در دسته کانسارهای اپی ترمال طبقه‌بندی کرد. رگه‌های اپی ترمال در کانسار مغانلو توسط شکستگی‌ها و ساختارهای گسلی کنترل شده و از مجموعه کانی‌های استیبینیت، پیریت، کوارتز، کلسیت، اکتینولیت، کلریت و تالک تشکیل شده است. علاوه بر این، ساخت و بافت‌های کانه‌زایی اپی ترمال مانند رگه- رگچه‌ای، پرشی، شانه‌ای، پوسته‌ای، کاکلی، پرماند و پُرکننده فضای خالی به خوبی در کانسار مغانلو توسعه یافته است. سیالات کانه‌ساز در

کانسار مغانلو دارای منشاء اپی ترمال هستند. نتایج مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال دوفازی غنی از مایع نوع LV در کانی‌های کوارتز و کلسیت نشان می‌دهد سیالات کانه‌ساز در این کانسار متعلق به یک سیستم  $H_2O-NaCl$  با دمای متوسط (۱۴۳ تا ۲۲۱ درجه سانتی‌گراد) و شوری متوسط (۷/۹ تا ۱۹/۷ درصد وزنی معادل نمک طعام) است. این رنج دما و شوری از ویژگی‌های سیالات کانه‌ساز در کانسارهای اپی ترمال می‌باشد. براساس این داده‌ها، عمق کانی‌سازی در کانسار مغانلو بین ۳۶۰ تا ۸۴۰ متر زیر سطح ایستابی آب‌های قدیمی است که با عمق کانی‌سازی در کانسارهای اپی ترمال مطابقت دارد. در جدول ۴، ویژگی‌های زمین‌شناسی و کانه‌زایی کانسار مغانلو با برخی از کانسارهای آنتیموان در ایران مقایسه شده است.

جدول ۴- مقایسه ویژگی‌های اصلی کانسار مغانلو با برخی از کانسارهای آنتیموان نوع اپی ترمال در ایران.

Table 4. Comparison of main characteristics of the Moghanlou deposit with some epithermal Sb deposits in Iran.

	Moghanlou	Shourab	Choupan	Kuh-e-Shuru	Lakhsak
Host rock	Amphibolite, granite-amphibolite boundary	Shale and porphyritic dacite boundary	Porphyritic quartz latite, dacite-rhyodacite porphyry	Dacite and diorite porphyry	Dacite, microdiorite
Ore Minerals	Stb, Py, Stc	Gn, Sp, Stb, Py, Ccp, Apy, Ttr-Tnt	Gn, Sp, Stb, Py, Apy, Ccp	Gn, Py, Stb, Rlg,	Stb, Gn, Sp, Py
Gangue minerals	Qz, Cal, Tlc, Act, Chl	Qz, Sd, Cal	Qz, Cal, Dol, Chl, Illt, Ser	Qz, Cal, Chl, Ep, Ser	Qz, Cal, Chl, Ser
Ore texture	Vein-veinlet, comb, disseminated, cockade, brecciated, crustiform, colloform, plomuse, vug infill	Vein-veinlet, disseminated, brecciated, crustiform, vug infill	Vein-veinlet, disseminated, vug infill	Vein-veinlet, brecciated, vug infill	Vein-veinlet, vug infill
Alteration	Feldspathic, silicification, carbonatization, propylitic	Silicification, sericitization	Sericitization, carbonatization, chloritization	Silicification, sericitization	Silicification, sericitization, carbonatization, chloritization
Fluid inclusion data	143-295 °C, 7.9-19.7 wt% NaCl equiv.	115-290 °C, 0.7-16.2 wt% NaCl equiv.	140-220 °C, 4.1-12.5 wt% NaCl equiv.	160-224 °C, 7.1-8.2 wt% NaCl equiv.	157-250 °C, 0.8-6.6 wt% NaCl equiv.
References	This study	Mehrabi et al. (2011, 2019)	Mehrabi et al. (2011)	Malekzadeh Shafaroudi et al. (2020)	Mazloun (2018)

Abbreviations: Act: actinolite, Apy: arsenopyrite, Cal: calcite, Ccp: chalcopryrite, Chl: chlorite, Dol: dolomite, Ep: epidote, Gn: galena, Illt: Illite, Py: pyrite, Qz: quartz, Rlg: realgar, Sd: siderite, Ser: sericite, Sp: sphalerite, Stb: stibnite, Stc: Stibiconite, Tlc: talc, Tnt-Ttr: tennantite-tetrahedrite. All mineral abbreviations from Whitney and Evans (2010).

#### ۱۰- نتیجه گیری

کانسار مغانلو، یک سیستم H<sub>2</sub>O-NaCl با دمای متوسط (۱۴۳ تا ۲۲۱ درجه سانتی گراد) و شوری متوسط (۷/۹ تا ۱۹/۷ درصد وزنی معادل نمک طعام) است. براساس این داده‌ها، روند تکامل سیال کانه‌ساز در این کانسار با فرایندهای اختلاط و جوشش سیالات هم‌خوانی دارد. این داده‌ها نشان می‌دهد فشار به دام افتادن سیالات در کانسار مغانلو بین ۳۰ تا ۷۰ بار و عمق کانه‌زایی بین ۳۶۰ تا ۸۴۰ متر زیر سطح آب‌های قدیمی بوده است. با توجه به رگه‌ای بودن کانه‌زایی و ارتباط نزدیک آن با دگرسانی‌های سیلیسی و کربناتی، انجام مطالعات دورسنجی از طریق تلفیق داده‌های تکتونیکی، دگرسانی و سنگ میزبان می‌تواند به شناسایی مناطق پتانسیل‌دار در این منطقه و سایر بخش‌های ایران مرکزی با زمین‌شناسی مشابه منجر گردد.

#### قدردانی

نویسندگان از حمایت‌های مالی دانشگاه زنجان برای انجام این پژوهش تشکر می‌نمایند. همچنین نویسندگان بر خود لازم می‌دانند از سردبیر و داوران محترم مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته به خاطر راهنمایی‌های علمی ارزنده که منجر به غنای بیشتر مقاله حاضر گردیده است، کمال تشکر را داشته باشند.

کانسار آنتیموان مغانلو در یک پهنه سیلیسی-سولفیدی در کنتاکت و داخل آنکلاوهای آمفیبولیتی موجود در توده گرانیت فلدسپاتی‌شده تشکیل شده است. با توجه به شواهد زمین‌شناسی، کانه‌زایی، دگرسانی، کانی‌شناسی، ساخت و بافت و نتایج مطالعات زمین‌شیمی و میانبارهای سیال، کانه‌زایی آنتیموان در این کانسار از نوع اپی ترمال بوده و از این نظر قابل مقایسه با سایر کانه‌زایی‌های اپی ترمال آنتیموان در ایران است. شباهت روند الگوی بهنجار شده عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در نمونه‌های کانه‌دار و سنگ‌های میزبان نشان‌دهنده نقش این سنگ‌ها در تامین عناصر برای رگه‌های کانه‌دار می‌باشد. بررسی نمودارهای تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر در کانسار مغانلو نشان‌دهنده تمرکز عناصری مانند Ba, U, Rb, Th, Nb, Ta, Zr, Hf, Ag, Pb, Zn, Cu در رگه‌های سیلیسی کانه‌دار است. تهی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی در این نمودارها بیانگر میزان بالای واکنش بین سیالات کانه‌زا و سنگ‌های میزبان در این کانسار می‌باشد. داده‌های ریزدامسنجی میانبارهای سیال نشان می‌دهد سیالات مسئول کانه‌زایی در

## مراجع

- Aghanabati, A., 2005. Geology of Iran. Geological Survey of Iran, p. 706.
- Albinson, T.F., 1988. Geologic reconstruction of paleosurfaces in the Sombrorete, Colorado, and Fresnillo districts, Zacatecas State, Mexico. *Economic Geology* 83(8), 1647–1667. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.83.8.1647>
- Bavi, M.H., 2011. Geology, geochemistry, and genesis of Moghanlou Sb deposit, west of Zanjan. MSc. thesis, University of Zanjan, Zanjan (in Persian with English abstract).
- Bodnar, R.J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H<sub>2</sub>O–NaCl solutions. *Geochemical et Cosmochemical Acta* 57(3), 683–684. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(93\)90378-A](https://doi.org/10.1016/0016-7037(93)90378-A)
- Bodnar, R.J., Reynolds, T.J. and Kuehn, C.A., 1985b. Fluid-inclusion systematics in epithermal systems. In: Berger, B.R., Bethke, P.M. (Eds), *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems. Reviews in Economic Geology* 2, pp. 73–97. <https://doi.org/10.5382/Rev.02.05>
- Boomeri, M., Mojadadi Moghadam, H., Biabangard, H., 2018. Petrography and geochemistry of igneous rocks and Sb and Au mineralization in Sefidsang and Dargiaban areas, southeastern Iran. *Iranian Journal of Petrology* 9(3), 193–216 (in Persian with English abstract). <https://doi.org/10.22108/ijp.2018.110097.1077>
- Bouzari, F., Clark, A.H., 2006. Prograde evolution and geothermal affinities of a major porphyry copper deposit: the Cerro Colorado Hypogene Protore, I Region, northern Chile. *Economic Geology* 101(1), 95–134. <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.101.1.95>
- Butterman, C., Carlin, Jr., J.F., 2004. Mineral commodity profiles: Antimony. U.S. Geological Survey Open-File Report 03-019, p. 35. <https://doi.org/10.3133/ofr0319>
- Camprubi, A. and Albinson, T., 2007. Epithermal deposits in Mexico, update of current knowledge, and an empirical re-classification. In: Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F. (Eds), *Geology of Mexico: Celebrating the Centenary of the Geological Society of Mexico. Geological Society of America*, pp. 14–39. [https://doi.org/10.1130/2007.2422\(14\)](https://doi.org/10.1130/2007.2422(14))
- Canet, C., Franco, S.I., Prol-Ledesma, R.M., González-Partida, E., Villanueva-Estrada, R.E., 2011. A model of boiling for fluid inclusion studies: Application to the Bolaños Ag–Au–Pb–Zn epithermal deposit, Western Mexico. *Journal of Geochemical Exploration* 110(2), 118–125. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2011.04.005>
- Cooke, D.R., McPhail, D.C., 2001. Epithermal Au–Ag–Te mineralization, Acupan, Baguio district, Philippines: numerical simulations of mineral deposition. *Economic Geology* 96(1), 109–131. <https://doi.org/10.2113/96.1.109>
- Cooke, D.R., Simmons, S.F., 2000. Characteristics and genesis of epithermal gold deposits: *Society of Economic Geology Reviews* 13, 221–244. <https://doi.org/10.12691/jgg-6-3-4>
- Fan, H.R., Hu, F.F., Wilde, S.A., Yang, K.F., Jin, C.W., 2011. The Qiyugou gold-bearing breccia pipes, Xiong'ershan region, central China: fluid-inclusion and stable-isotope evidence for an origin from magmatic fluids. *International Geology Review* 53, 25–45. <https://doi.org/10.1080/00206810902875370>
- Fathian, L., Aliani, F., Saadat, S., Baharifar, A.A., Zarrinkoub, M.H., 2018. Petrogenesis and tectonomagmatic setting of Moghanlou granitoid (NW Iran). *Iranian Journal of Geology* 46(12), 33–48 (in Persian with English abstract).
- Fournier, R.O., 1985. The behavior of silica in hydrothermal solutions. In: Berger, B.R., Bethke, P.M. (Eds), *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems. Reviews in Economic Geology* 2, pp. 45–61. <https://doi.org/10.5382/Rev.02.03>
- Ghorbani, M., 2013. *The economic geology of Iran: mineral deposits and natural resources*. Springer. p. 569.
- Goldstein, R.H., 2003. Petrographic analysis of fluid inclusions. In: Samson, I., Anderson, A., Marshall, D. (Eds.), *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Mineral Association of Canada Short Course* 32, pp. 9–53.
- Goldstein, R.H., Reynolds, T.J., 1994. *Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals*. Tulsa, Oklahoma: Society for Sedimentary Geology (SEPM).

- Haas, J.L., 1971. The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. *Economic Geology* 66(6), 940–946. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.66.6.940>
- Hedenquist, J.W., Lowenstern, J.B., 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature* 370(6490), 519–527. <https://doi.org/10.1038/370519a0>
- Hedenquist, J.W., Arribas, A., 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far southeast Lepanto porphyry and epithermal Cu–Au deposits, Philippines. *Economic Geology* 93(4), 373–404. <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.93.4.373>
- Hedenquist, J.W., Arribas, A., Gonzalez-Urien, E., 2000. Exploration for epithermal gold deposits. In: Hagemann, S.G., Brown, P.E. (Eds), *Gold in 2000. Reviews in Economic Geology* 13 pp. 245–277. <https://doi.org/10.5382/Rev.13.07>
- Heidari, M., Ghaderi, M., Kouhestani, H., 2017. Arabshah epithermal Au mineralization within sedimentary host rock, SE Takab, NW Iran. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences* 27(105), 265–282 (in Persian with English abstract). <https://doi.org/10.22071/gsj.2017.53971>
- Henley, R.W., Hughes, G.O., 2000. Underground fumaroles: “Excess heat” effects in vein formation. *Economic Geology* 95(3), 453–466. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.95.3.453>
- Honarmand, M., Xiao, W., Nabatian, G., Blades, M.L., Dos Santos, M.C., Collins, A.S., Ao, S., 2018. Zircon U-Pb-Hf isotopes, bulk-rock geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopes from late Neoproterozoic basement in the Mahneshan area, NW Iran: implications for Ediacaran active continental margin along the northern Gondwana and constraints on the late Oligocene crustal anatexis. *Gondwana Research* 57, 48–76. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.12.009>
- Jébrak, M., 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: a review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geology Reviews* 12, 111–134. [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(97\)00009-7](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(97)00009-7)
- Jobson, D.H., Boulter, C.A., Foster, R.P., 1994. Structural controls and genesis of epithermal gold-bearing breccias at the Lebung Tandai mine, Western Sumatra, Indonesia. *Journal of Geochemical Exploration* 50(1–3), 409–428. [https://doi.org/10.1016/0375-6742\(94\)90034-5](https://doi.org/10.1016/0375-6742(94)90034-5)
- Klemm, L.M., Pettke, T., Heinrich, C.A., Campos, E., 2007. Hydrothermal evolution of the El Teniente deposit, Chile: Porphyry Cu–Mo ore deposition from low-salinity magmatic fluids. *Economic Geology* 102(6), 1021–1045. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.102.6.1021>
- Lattanzi, P., 1991. Applications of fluid inclusions in the study and exploration of mineral deposits. *European Journal of Mineralogy* 3(4), 689–697. <https://doi.org/10.1127/ejm/3/4/0689>
- Li, H., Tang, J., Hu, G., Ding, S., Li, Z., Xie, F., Teng, L., Cui, S., 2019. Fluid inclusions, isotopic characteristics, and geochronology of the Sinongduo epithermal Ag–Pb–Zn deposit, Tibet, China. *Ore Geology Reviews* 107, 692–706. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.02.033>
- Liu, J., Mao, J.W., Wu, G., Wang, F., Luo, D.F., Hu, Y.Q., Li, T.G., 2014. Fluid inclusions and H–O–S–Pb isotope systematics of the Chalukou giant porphyry Mo deposit, Heilongjiang Province, China. *Ore Geology Reviews* 59, 83–96. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.12.006>
- Lotfi, M., 2001. Geological map of Mahneshan, scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Lottermoser, B.G., 1992. Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes. *Ore Geology Reviews* 7, 25–41. [https://doi.org/10.1016/0169-1368\(92\)90017-F](https://doi.org/10.1016/0169-1368(92)90017-F)
- Malekzadeh Shafaroudi, A., Karimpour, M.H., Javidi Moghaddam, M., 2020. Sb–As vein mineralization of Kuh-e-Shuru area, southern Ferdows: Evidence of alteration, mineralogy, geochemistry, and fluid inclusion study. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 28(4), 869–882 (in Persian with English abstract). <https://doi.org/10.52547/ijcm.28.4.869>
- Mazloum, Gh., 2018. Mineralogy, geochemistry, and genesis of Lakhshak Sb deposit, NW Zahedan. MSc. thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood (in Persian with English abstract).
- Mehdikhani, B., 2016. Exploration report of Sb in Moghanlou area. Industry, Mine and Trade Organization of Zanjan, Zanjan, p. 198 (in Persian).
- Mehrabi, B., Tale Fazel, E., Nokhbatolfighahaie, A., 2011. The role of magmatic and meteoric water mixing in mineralization of Shurab polymetal ore deposit South of Ferdows: Isotope geochemistry and microthermometry evidence. *Iranian Journal of Mineralogy and Crystallography* 19, 121–130 (in Persian with English abstract).

- Mehrabi, B., Tale Fazel, E., Yardley, B., 2019. Ore geology, fluid inclusions, and O-S stable isotope characteristics of Shurab Sb-polymetallic vein deposit, eastern Iran. *Chemie der Erde* 79, 307–322. <https://doi.org/10.1016/j.geoch.2018.12.004>
- Moncada, D., Baker, D., Bodnar, R.J., 2017. Mineralogical, petrographic, and fluid inclusion evidence for the link between boiling and epithermal Ag–Au mineralization in the La Luz area, Guanajuato Mining District, México. *Ore Geology Reviews* 89, 143–170. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.05.024>
- Moncada, D., Mutchler, S., Nieto, A., Reynolds, T.J., Rimstidt, J.D., Bodnar, R.J., 2012. Mineral textures and fluid inclusion petrography of the epithermal Ag–Au deposits at Guanajuato, Mexico: Application to exploration. *Journal of Geochemical Exploration* 114, 20–35. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2011.12.001>
- Muntean, J.L., Einaudi, M.T., 2001. Porphyry-epithermal transition, Maricunga Belt, northern Chile. *Economic Geology* 96(4), 743–772. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.96.4.743>
- Naden, J., Kiliyas, S.P., Darbyshire, D.P.F., 2005. Active geothermal system with entrained seawater as modern analogs for transitional volcanic-hosted massive sulfide and continental magmato-hydrothermal mineralization: The example of Milos Island. *Geology* 33(7), 541–544. <https://doi.org/10.1130/G21307.1>
- Najafzadeh, M., Ebrahimi, M., Mokhtari, M.A.A., Kouhestani, H., 2017. The Arabshah occurrence: An epithermal Au–As–Sb Carlin-type mineralization in the Takab–Angouran–Takht-e Soleyman metallogenic zone, western Azerbaijan. *Advanced Applied Geological Journal* 6(22), 61–76 (in Persian with English abstract). <https://doi.org/10.22055/aag.2016.12709>
- Ouyang, H., Wu, X., Mao, J.W., Su, H., Santosh, M., Zhou, Z., Li, C., 2014. The nature and timing of ore formation in the Budunhua copper deposit, southern Great Xing'an Range: Evidence from geology, fluid inclusions, and U–Pb and Re–Os geochronology. *Ore Geology Reviews* 63, 238–251. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.05.016>
- Pirajno, F., 2009. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer, Berlin, p. 1250.
- Rabiei, M., Chi, G., Normand, C., Davis, W.J., Fayek, M., Blamey, N.J.F., 2017. Hydrothermal rare earth element (Xenotime) mineralization at Maw Zone, Athabasca Basin, Canada, and its relationship to unconformity-related uranium deposits. *Economic Geology* 112(6), 1483–1507. <https://doi.org/10.5382/econgeo.2017.4518>
- Ramboz, C., Pichavant, M., Weisbrod, A., 1982. Fluid immiscibility in natural processes: Use and misuse of fluid inclusion data: II. Interpretation of fluid inclusion data in terms of immiscibility. *Chemical Geology* 37(1–2), 29–48. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(82\)90065-1](https://doi.org/10.1016/0009-2541(82)90065-1)
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy* 12, Mineralogical Society of America, p. 644.
- Roedder, E., Bodnar, R.J., 1980. Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies. *Annual Reviews of Earth and Planetary Science* 8(1), 263–301. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.08.050180.001403>
- Ronacher, E., Richards, J.P., Johnston, M.D., 2000. Evidence for fluid phase separation in high-grade ore zones at the Porgera gold deposit, Papua New Guinea. *Mineralium Deposita* 35(7), 683–688. <https://doi.org/10.1007/s001260050271>
- Rusk, B.G., Reed, M.H., Dilles, J.H., 2008. Fluid inclusion evidence for magmatic-hydrothermal fluid evolution in the porphyry copper-molybdenum deposit at Butte, Montana. *Economic Geology* 103(2), 307–334. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.103.2.307>
- Shepherd, T.J., Ranbin, A.H., Alderton, D.H.M., 1985. *A practical guide to fluid inclusion studies*. Blackie, Glasgow, p. 223.
- Simmons, S.F., Brown, K.L., 2006. Gold in magmatic-hydrothermal solutions and the rapid formation of a Giant ore deposit. *Science* 314(5797), 288–291.
- Simmons, S.F., Browne, P.R.L., 2000. Hydrothermal minerals and precious metals in the Broadlands-Ohaaki geothermal system: implications for understanding low-sulfidation epithermal environments. *Economic Geology* 95(5), 971–1000. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.95.5.971>
- Simmons, S.F., White, N.C., John, D.A., 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. In Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J., Richards, J.P. (Eds.), *Economic Geology One Hundredth Anniversary Volume*, pp. 485–522. <https://doi.org/10.5382/AV100.16>

- Simpson, M.P., Mauk, J.L., Simmons, S.F., 2001. Hydrothermal alteration and hydrologic evolution of the Golden Cross epithermal Au–Ag deposit, New Zealand. *Economic Geology* 96(4), 773–796. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.96.4.773>
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds), *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society of London Special Publications 42(1), pp. 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Takács, Á., Molnár, F., Turi, J., Mogessie, A., Menzies, J.C., 2017. Ore mineralogy and fluid inclusion constraints on the temporal and spatial evolution of a high-sulfidation epithermal Cu–Au–Ag deposit in the Recsk ore complex, Hungary. *Economic Geology* 112, 1461–1481. <https://doi.org/10.5382/econgeo.2017.4517>
- Taylor, R., 2009. *Ore textures: Recognition and interpretation*. Springer-Verlag, Berlin, p. 287.
- Thiersch, P.C., Williams-Jones, A.E., Clark, J.R., 1997. Epithermal mineralization and ore controls of the Shasta Au–Ag deposit, Toodoggone District, British Columbia, Canada. *Mineralium Deposita* 32(1), 44–57. <https://doi.org/10.1007/s001260050071>
- Thompson, R.N., 1982. Magmatism of the British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology* 18(1), 49–107. <https://doi.org/10.1144/sjg18010049>
- Urusova, M.A., 1975. Volume properties of aqueous solutions of sodium chloride at elevated temperatures and pressures. *Russian Journal of Inorganic Chemistry* 20, 1717–1721.
- U.S. Geological Survey, 2021. *Mineral commodity summaries 2021*. U.S. Geological Survey, p. 200. <https://doi.org/10.3133/mcs2021>
- White, N.C., Hedenquist, J.W., 1995. Epithermal gold deposits: Styles, characteristics and exploration. *SEG News Letters* 23(1), 9–13.
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95, 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos* 55(1–4), 229–272. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00047-5](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00047-5)
- Whitford, D.J., Korsch, M.J., Porritt, P.M., Craven, S.J., 1988. Rare-earth element mobility around the volcanogenic polymetallic massive sulfide deposit at Que River, Tasmania, Australia. *Chemical Geology* 68(1–2), 105–119. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(88\)90090-3](https://doi.org/10.1016/0009-2541(88)90090-3)
- Yardley, B.W.D., 2005. Metal concentrations in crustal fluids and their relationship to ore formation. *Economic Geology* 100(4), 613–632. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.100.4.613>
- Yardley, B.W.D., Bodnar, R.J., 2014. Fluids in the continental crust. *Geochemical Perspectives Letters* 3(1), 1–2. <https://doi.org/10.7185/geochempersp.3.1>
- Zhai, D., Liu, J., Wang, J., Yao, M., Wu, S., Fu, C., Liu, Z., Wang, S., Li, Y., 2013. Fluid evolution of the Jiawula Ag–Pb–Zn deposit, Inner Mongolia: Mineralogical, fluid inclusion, and stable isotopic evidence. *International Geology Review* 55(2), 204–224. <https://doi.org/10.1080/00206814.2012.692905>
- Zhu, Y.F., Zeng, Y.S., Jiang, N., 2001. Geochemistry of the ore-forming fluids in gold deposits from the Taihang Mountains, northern China. *International Geology Review* 43(5), 457–473. <https://doi.org/10.1080/00206810109465026>